Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/1, 3–30., Budapest, 2010

A villányi mezozoos rétegsor: visszatekintés új nézőpontból

VÖRÖS Attila

Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár, MTA-MTM Paleontológiai Kutatócsoport, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

The Mesozoic sedimentary sequences at Villány (southern Hungary)

Abstract

The article summarizes the 150 years' history of research on the Villány Mesozoic, with a focus on the Templom-hegy at Villány. Short descriptions are given of the formerly excellent outcrops (e.g. quarries, road cut, tunnel, boreholes) which four decades ago (when the author has started his studies at the location) were in good condition. Since than they have been badly damaged or covered. The retrospective parts of the article are followed by new data or descriptions which previousli had not been fully documented. These include the geological sketch of the Templom-hegy; the detailed description, photographic documentation and redefinition of the Upper Triassic Mészhegy Formation; the description of the Pliensbachian Somssichhegy Formation and the Bathonian–Callovian Villány Formation. Several sedimentary parasequences were recognized in the Upper Triassic to Upper Jurassic formations exposed on the Templom-hegy: three fluvio-lacustrine, fining upward parasequences in the Late Triassic; one (or possibly two), marine, fining and deepening upward parasequences in the Early Jurassic; and a marine sequence, shallowing upward in the Late Jurassic. (The Middle Jurassic condensed sedimentation will be treated in detail in another paper.) The Late Triassic and Early Jurassic parasequences (of the Templom-hegy) were deposited in a westward tilted half-graben structure, where the repeated tectonic movements were responsible for the episodic and cyclic nature of the sedimentation. In the Middle Jurassic the palaeotectonic regime changed: the faulting ceased and the coherent territory started to sink uniformly. The Mesozoic subsidence history of the Villány area has close analogies in the contemporaneous blocks of the European inner shelf domain (e.g. Helvetic, Briançonnais, central Penninic, Czorsztyn, and High Tatric Ridges, Bihor autochthonous). Their shared features are the intensive subsidence which occurred in the Early and Middle Triassic; then a long interruption of subsidence in the Late Triassic to Middle Jurassic; this was followed by a renewed, rapid subsidence in the Late Jurassic. The interrupted subsidence was accompanied by erosion and the formation of half-grabens. This indicates that these territories belonged to a transpression-transtension dominated zone in mid-Mesozoic times until the opening of the Valais–Magura oceanic belt.

Keywords: Villány, South Hungary, Mesozoic, Triassic, Jurassic, sedimentary cycles, palaeotectonics, subsidence history

Összefoglalás

A dolgozat jórészt a villányi Templom-hegy területére szorítkozva ismerteti a villányi mezozoikum közel 150 éves földtani kutatástörténetét. Rövid földtani leírást ad az egykor kitűnő feltárásokról (számos kőfejtő, útbevágás, alagút, mélyfúrások), melyek négy évtizede — a szerző kutatásainak kezdetén — még megfelelő állapotban voltak, jelenleg viszont alig tanulmányozhatóak. A retrospektív részeket új, vagy korábban nem megfelelő részletességgel ismertetett adatok és leírások követik: a Templom-hegy földtani felépítésének vázlata; a felső-triász Mészhegyi Formáció részletes leírása, fényképi dokumentálása és újradefiniálása; a pliensbachi Somssichhegyi Formáció és a bath–callovi Villányi Formáció leírása. A villányi Templom-hegyen feltárt felső-triász–felső-jura rétegsorban több üledékes félciklus (paraszekvencia) ismerhető fel: három késő-triász, folyóvízi–tavi, felfelé finomodó; egy (esetleg két) kora-jura, tengeri, felfelé mélyülő és finomodó; és egy késő-jura, tengeri, felfelé sekélyedő. (A középső-jura kondenzált képződményeket egy másik dolgozat tárgyalja részletesen.) A késő-triász és kora-jura paraszekvenciák (a Templom-hegyen) egy Ny felé dőlő aljzatú félárok szerkezetben halmozódtak fel, melynek ismétlődő billenő mozgása idézte elő az üledékképződés epizodikus és ciklikus jellegét. A középső-jurában a paleotektonikai helyzet megváltozott: a vertikális mozgások megszűntek, és egységesen és gyorsan süllyedő terület alakult ki. A villányi terület mezozoos süllyedéstörténete az

európai self belsőbb zónájába eső területekével (Helvétikum, Briançonnais-zóna, középső Penninikum, Czorsztyn-hátság, Magas-Tátra, Bihari-autochton) vethető össze. Közös jellemzőjük az intenzív süllyedés a kora- és középső triászban, majd egy késő-triász–középső-jura süllyedésmentes intervallum, melyet a késő-jurában újra gyors süllyedés követ. A süllyedésmentes intervallumot félárkok keletkezése és erózió kísérte, ami arról tanúskodik, hogy ezek a területek a mezozoikum közepén csaknem 70 millió éven keresztül, a Valais–Magura óceáni sáv felnyílásáig egy transzpressziós-transztenziós feszültségtérrel jellemezhető zónához tartoztak.

Tárgyszavak: Villány, mezozoikum, triász, jura, üledékciklusok, paleotektonika, süllyedéstörténet

Bevezetés

A villányi mezozoos rétegek már az 1800-as évek második felében magukra vonták a magyar geológusok figyelmét, ifj. LÓCZY (1915) monográfiájának megjelenése óta pedig nemzetközi hírnévre is szert tettek. Ennek egyik oka a csodálatos gazdagságú középső-jura ammoniteszfauna, a másik pedig a villányi Templom-hegy különleges, hézagos és kondenzált, páratlanul jól feltárt rétegsora. A 19. és 20. század fordulójának évtizedeiben két nagy és több kisebb kőfejtőt nyitottak a Templom-hegyen, melyek szinte anatómiai részletességgel tárták fel az aprócska hegy szerkezetét és a mezozoos rétegsor főbb vonásait. Ennek ellenére, és azzal együtt is, hogy a Templom-hegy kőfejtői a magyar és külföldi geológusok „búcsújáró helyei" közé kerültek, a mezozoos összlet rétegtani értékelése néha heves vitákat váltott ki, egyes esetekben pedig súlyos, generációkon át öröklődő, hibás következtetésekre vezetett.

Számos nagy elŐd (a teljesség igénye nélkül: ifj. LÓCZY L., SZABÓ P., KASZAP A., RADWANSKI, A., SZULCZEWSKI, M.) működését követően, 1967-ben az a megtiszteltetés ért, hogy egyetemi szakdolgozati témáként kaptam ezt a csodálatos területet. Elsőrendű feladatom őslénytani jellegű volt, de a villányi Templom-hegy jura kagyló- és csigafaunájának feldolgozása mellett a tágabb terület földtani vizsgálatával és a rétegsor üledékföldtanával is foglalkoznom kellett. Elbűvölt a terület különleges földtani felépítése. GÉCZY Barnabás támogatásának köszönhetően kutatásaimat egyetemi doktori téma keretében is folytathattam; az 1970-ben megvédett disszertációm őslénytani (VÖRÖS 1971) és üledékföldtani (VÖRÖS 1972) eredményeit rövidesen publikáltam. Őslénytani (a villányi jura Bivalvia-faunára vonatkozó) eredményeim lezártnak tekinthetők, a terület földtani értékelése azonban további elemekkel gazdagodott. Az akkori szedimentológiai eredményeim egy része talán ma is használható, a terület kora-mezozoos fejlődéstörténete azonban újraértékelést kíván.

Az elmúlt fél évszázadban a villányi mezozoos rétegsor sok tankönyvben és kézikönyvben szerepelt, általában összefoglaló és érintőleges jelleggel. Jómagam is számos hazai és nemzetközi földtani terepbejárást vezettem a villányi Templom-hegyen, de a vonatkozó tankönyv-fejezetek, vagy kirándulásvezetők szövege alig lépett túl a korábbi évtizedek, vagy az 1970-es évek földtani ismeretanyagán.

A jelen — összefoglaló és újraértékelő — dolgozat elkészítését elsősorban az indokolja, hogy pályám kezdetén számos olyan földtani adatot rögzítettem, melyeket akkori tudásom alapján nem voltam képes megfelelően értékelni, és/vagy — részben terjedelmi korlátok miatt — nem állt módomban publikálni. Az egykori észleletek közreadása azért is fontos, mert az akkor létező feltárások — a tájsebek természetes gyógyulása során — mára csaknem tanulmányozhatatlanná váltak. Erős indíték számomra az is, hogy soha nem váltam hűtlenné egykori szakdolgozati területemhez, és — bár alkalmi geologizálásaim talán még a villányi mezozoos üledékképződésnél is epizodikusabbak voltak — az elmúlt négy évtized során számos új megfigyelést tettem. Az újraértékelés további indoka az, hogy a nemzetközi tudományos szemlélet — a villányihoz hasonló, analóg keletkezésű, hézagos és kondenzált rétegsorok üledékföldtani és fáciesértelmezése terén is — jelentős mértékben fejlődött.

Részben a fent leírtak miatt, ez a dolgozat a villányi Templom-hegy és szűkebb környezetének mezozoikumával foglalkozik és csak bizonyos esetekben tekint ki a Villányi-hegység más részeire. A szűk terület azonban tág földtörténeti következtetések levonására ad módot. A Templom-hegyen feltárt, alig kétszáz méternyi mezozoos rétegsor — üledékvastagság tekintetében — csupán töredékét képviseli a Villányi-hegység kétezer méternyi vastagságú, teljes mezozoos összletének. Másként áll a dolog, ha a földtörténeti időt és eseményeket tekintjük. A templom-hegyi rétegsor a középső-triász végétől a késő-jura elejéig terjedő intervallumot fogja át, és így mintegy 70 millió év eseményeit tükrözi, ami a Villányi-hegység földtörténeti „record"-jának csaknem felét teszi ki. Ráadásul ez a 70 millió év a terület kora-mezozoos történetének legmozgalmasabb szakasza; ennek elemzése jelenti azt a kihívást, ami dolgozatom elkészítésére ösztönzött.

A Templom-hegyen feltárt rétegsor újraértékelése ugyanakkor hézagpótló jellegű is, mert többe-kevésbé beilleszthető a Villányi-hegység triász (NAGY E. & NAGY I. 1976), illetve kréta (FÜLÖP 1966, CSÁSZÁR 2002) képződményeiről korábban készített nagyszabású monográfiák által felrajzolt földtani képek közé, és kiegészíti az azokban a művekben rekonstruált földtörténeti események sorát.

Megismeréstörténet

A villányi Templom-hegy — és voltaképpen az egész Villányi-hegység — mezozoos képződményeinek megismerése kezdetben a mecseki liász kőszénbányászat fellendüléséhez kapcsolódott.

Az egyik tényező az volt, hogy a Pécs környékén kitermelt kőszenet a Dunán szállíthassák tovább. Ennek érdekében épült meg az 1850-es években a pécs–mohácsi

vasútvonal. Ekkor nyitották az első kőbányákat a Templom-hegyen, anyagnyerés céljából, hiszen a környező terület (a Villányi-víz és a Karasica-patak árterülete) komoly műszaki problémát jelenthetett a vasúti töltések építésekor. A későbbiekben létesült, további kőfejtők a geológusok vonzó célpontjaivá váltak.

A mecseki liász kőszéntelepek esetleges déli irányú folytatásának keresése volt a másik tényező, ami a geológusokat erre a területre vonzotta. PETERS (1862), bár szorosabban a Templom-hegyről nem tett említést, a Harsány-hegy „mintegy 140 öl" vastagságú, meredeken délre dőlő sötétszürke mészkőösszletét a középső-liászba sorolta, és a hasonló korú pécsváradi rétegsorral azonosította.

LENZ (1872) földtani felvételezéseit is részben a kőszénkutatás motiválta. A Harsány-hegy mészkőösszletét — PETERSre hivatkozva — a középső-liászba tartozónak tekintette, ám végül is arra következtetett, hogy amennyiben az alsó liász kőszén ezen a területen egyáltalán előfordulna, csak komoly mélyfúrásokkal lehetne elérni. LENZ (l. c.) írt először a villányi kőbányákról. A vasútállomás melletti kőfejtő „első látásra vörös mészkőnek látszó" rétegeiről megállapította, hogy valójában világoskék, finomszemcsés és nagyon kemény anyagúak. A legnagyobb hatású felismerést egy „kissé beljebb fekvő" (nyilvánvalóan a Templom-hegy tetején levő) kőfejtőben tette, ahol a „Klaus-rétegekre jellemző", „*Oppelia fusca, Stephanoceras ferrugineum* és *Phylloceras mediterraneum*" ammoniteszpéldányokat gyűjtött.

HOFMANN K., aki a Magyar Királyi Földtani Intézet geológusaként 1874-ben végzett terepmunkát a Villányi-hegységben, alapvető jelentőségű észleléseit két évvel később tette közzé — magyar „évi jelentés" még nem lévén — a bécsi Földtani Intézet Verhandlungenjében (ahol a nevét két f-fel írták) (HOFFMANN 1876). HOFMANN, alig egy oldalnyi írásában sokoldalúan elemezte az egész hegyvonulat geológiáját; állításainak jó része szinte máig is érvényes. Felismerte a hegység pikkelyes szerkezetét, és hogy a vonulat fő tömegét a „Muschelkalk" mészkő és dolomit alkotja. A liász teljes hiányára vonatkozó megállapítása elsősorban a Harsány-hegy vonatkozásában volt forradalmi, itt ugyanis a korábban teljes egészében liásznak tartott összletet a malmba sorolta és a dogger jelenlétét is kimutatta. Villányban, a dolomitra települő márgás, vasas, felső-dogger rétegekből sok ammoniteszt gyűjtött, és felismerte, hogy ez a faunás szint csak a hegység keleti részén van meg, és gyorsan kiékelődik. Természetesen tévedett is: jura Dicerasos mészkőnek minősítette a valójában kréta „Caprotinás" mészköveket. A magyar geológusok körében száz éven át megerősödő, hibás dogma forrásának tekinthető HOFMANN-nak az a két rövid, elnagyolt megjegyzése, miszerint a villányi Templom-hegyen a „liász teljesen hiányzik", és a dolomitra települő dogger ammoniteszes képződmény „néhány ölnyi vastagságú".

Negyedszázados szünet után PÁLFY (1901) foglalkozott ismét a villányi Templom-hegy („Kirchberg") földtanával. Részletes ismertetést adott a kőfejtőkről, és először közölte a hegy dőlésirányú szelvényrajzát. Ezen az antiklinálist formáló „guttensteini" mészkő jelenléte feltételezésen alapult és a későbbiekben nem igazolódott. A dogger rétegeket „szürkéskék márgás és kvarcos mészkő"-ként írta le, melyek fölött, és a sárgásfehér malm mészkő alatt, 2–4 m vastagságú, vasrozsdás, ammoniteszes réteg települ. A szelvényrajzon is igen vastag dogger összletet ábrázolt, melynek felső szintjét elkülönítve, „kövületes réteg"-ként jelenítette meg. Részletes faunalistát közölt a HOFMANN 1874-es gyűjtéséből származó dogger cephalopodákról, melyeket még HOFMANN maga határozott meg és a Földtani Intézet gyűjteményében őriztek. A felsorolt 23 ammonitesz faj között jellemző bath és callovi fajok nevei is szerepeltek (pl. „*Oppelia aspidoides, Reineckia anceps, Peltoceras athleta*").

A villányi kőbányák SCHAFARZIK (1904) nagy összefoglaló művében is megtalálhatók, de ezek a leírások a PÁLFY (1901) által adottaknál sokkal kevésbé informatívak; még a kőfejtők azonosítása sem egyértelmű. Megtudhatjuk viszont, hogy a templom-hegyi nagy kőfejtő Frigyes főherceg uradalmához tartozott, egy másik kőfejtőt pedig TAUSZIG D. bérelt. (Ő alighanem ahhoz a TAUSZIG családhoz tartozott, melynek egyik tagja TELEKI Zsigmond néven, mint a villányi szőlőkultúra újrateremtője vált híressé a századforduló filoxéra-járványát követően.)

TILL (1906) érdeklődését bizonyára a PÁLFY (1901) által közölt gazdag faunalista keltette fel a villányi lelőhely iránt. Az ifjú (akkor 27 éves) bécsi geológus rövid látogatást tett Villányban, ammoniteszeket gyűjtött és nagyon fontos földtani észleléseket közölt. A korábbiaknál részletesebb és pontosabb leírást adott a területen létező kőfejtőkről. A triász és jura rétegek között 10°-os diszkordanciát mért. A jura rétegsorról máig is elfogadható, pontos leírást adott. Sárgásszürke, meszes kötőanyagú homokkő, majd szürkéskék „márga" nagyobb kavicsokkal, mely szürke, brachiopodákat tartalmazó mészkőbe megy át; erre vörösesbarna agyagréteggel települ az ammonitesz-horizont, melyre a világos fedő mészkő következik. Az ammoniteszes réteget részletesen leírta, kőzettani és tafonómiai szempontból is, határozottan utalva azokra a szerkezetekre, melyeket ma sztromatolitoknak tartunk. Megállapította, hogy az ammoniteszhorizont csapásban végig nyomozható a kőfejtőkben, és vastagsága 25–30 cm között változik, továbbá kijelentette, hogy ez egy alulról és felülről jól lehatárolt réteg, és biztos, hogy az összes leírt ammonitesz ebből a rétegből származik. Ez utóbbi nézete tévesnek bizonyult és utóbb komoly rétegtani buktatókhoz vezetett. (Dolgozata elején TILL keserűen említi, hogy a budapesti Földtani Intézetben lévő villányi ammoniteszeket nem adták át neki tanulmányozásra, ezért csupán saját kisebb gyűjtésére és LENZ korábbi anyagára támaszkodhatott. TILL „birodalmi" szemléletmódját viszont az jelzi, hogy villányi működése jogosságát és a budapesti ammoniteszek megszerzése iránti igényét azzal támasztja alá, hogy LENZ fedezte fel a villányi doggert, márpedig LENZ a „Reich", vagy legalábbis a „Reichsanstalt" képviseletében tette ezt.) Következő munkájában TILL (1907a) megállapította, hogy a villányi fauna tipikus bath formák mellett, túlnyomó többségben callovi fajokból áll. A LENZ által gyűjtött ammoniteszek közül TILL — kőzetanyag alapján — elkülönített néhány példányt

(„*Perisphict. lucingensis, Aspidoceras*”), melyek a fedő világos (malm) mészkőből származtak.

TILL munkájára PÁLFY (1907a) szinte azonnal, éles hangnemben reagált. Az éles hangnem vélhetőleg az említett féltékenységből fakadt; tudományos szempontból ugyanis aligha érhette vád TILL (1906, 1907a) dolgozatait. PÁLFY (1907a) cikkében nem is közölt igazi újdonságot. Furcsa (talán gúnyosnak szánt) módon azt írta, hogy az ammoniteszes pad vastagsága 1900-tól 1906-ig 2–4 m-ről 25–30 cm-re csökkent. HOFMANNra hivatkozva hangsúlyozta, hogy az ammoniteszes pad és fekvője azonos rétegtani szintbe tartoznak, továbbá bemutatott egy szelvényt, melyen a Templom-hegy nagy kőfejtőjében egy több méteres elmozdulású ellentett vetőt ábrázolt. TILL (1907b) gunyoros hangú válasza sem késett. Ebben sem találunk igazán érdemi új információt; az egyetlen kivétel a templom-hegyi kőfejtő szelvényrajza, melynek részletes leírását korábbi munkájában adta meg (TILL 1906). A szelvény mai ismereteink szerint is korrektnek mondható, és természetesen nem szerepel rajta a PÁLFY-féle ellentett vető. PÁLFY (1907b) viszontválaszában igyekezett lezárni a terméketlenné vált vitát.

TILL (1909, 1910–1911) tovább dolgozott villányi ammoniteszfaunáján, melyet — a budapesti anyag híján — a korábban a frankfurti Senckenberg Múzeumba került példányokkal egészített ki. Munkái elsősorban leíró őslénytani jellegűek voltak; rétegtani szempontból azonban figyelemre méltó, hogy a vékony ammoniteszes pad faunáján belül „Macrocephalenzone”, „Ancepszone” és „Athletazone” néven elkülönítette a callovi három zónáját.

A villányi Templom-hegy sztratigráfiai megismerése szempontjából megemlítendő LŐRENTHEY (1907), aki a vasútállomási kőfejtő addig ősmaradványmentesnek ítélt rétegeiből — egyetemi hallgatói segítségével — *Lingula, Discina, Myophoria* és *Nothosaurus* példányokat gyűjtött.

Az 1910-es években ifj. LÓCZY L. működése adott új lendületet a villányi mezozoikum megismerésének. Első dolgozatában (LÓCZY IFJ. 1912) az egész Villányi-hegységet felölelő felvételezéseinek eredményeiről számolt be, földtani térkép és számos szelvény bemutatásával. A Templom-hegy (ifj. LÓCZYnál „Mészhegy”) rétegsorából sok új őslénytani adatot közölt, hiszen ekkor már behatóan foglalkozott a gazdag fauna feldolgozásával. Rétegtani szempontból viszont inkább visszalépésnek mondható, hogy az „ammonitpadot” 1–1,5 méteres vastagságúként írta le, és a TILL (1910–1911) által zónákra tagolt faunát „keverékfaunának” értelmezte. Az „ammonitpad” fekvőjében jól feltárt, 10–12 m vastagságú, „kékesszürke, kemény és bitumenes, néhol konglomerátos homokos mészkő” képződményt is részletesen leírta és különösebb indoklás nélkül „kallovien-cornbrash” névvel illette. Fontos felismerésként megjegyezte, hogy „e rétegek egyetlen egy közös fajt sem tartalmaznak a felettük fekvő kalloviennel”, és elterjedésük a Templom-hegyre korlátozódik. A „kallovien-cornbrash” és a triász dolomit között — egy akkoriban készült mélyútban — zöldes színű, márga tartalmú, laza homokkövet fedezett fel, melynek dőlését vízszintesnek észlelte, és részben ezért, „mediterrán” (miocén) korúnak vélte. A triász és jura rétegek dőlése között 15–20°-os eltérést tapasztalt, amit tektonikus áttolódás eredményének vélt.

További munkáiban LÓCZY IFJ. (1913, 1915) aránylag keveset tett hozzá korábbi földtani észleléseihez. Hangsúlyozta, hogy a triász és a dogger közötti réteghiány nem tektonikus eredetű, hanem szárazföldi időszakot jelez. A callovi ammoniteszeket leíró nagy monográfiájának bevezetésében (LÓCZY IFJ. 1915) újra leírta a Templom-hegy rétegsorát. A „callovien ammonites-pad” vastagságát itt már 3 méterre tette, a fekvő, 12–16 m vastagságú összletet pedig „bradfordien és cornbrash rétegek” néven foglalta össze. Az alsó és felső kőfejtők közötti mélyútban feltárt, laza homokos összletről megállapította, hogy határozott rétegződése nincs, de látszólag a „bradfordi” homokkőrétegek alá települ; ennek ellenére, továbbra is mediterrán, vagy pontusi korúnak vélte. E különös képződményre LÓCZY IFJ. (1945), már a Földtani Intézet igazgatójaként, még egyszer visszatért. Megfigyelte, hogy a vasútállomási és a fölső, felhagyott kőfejtő között 1943-ban épült kis alagút „a triász és a kallovien-cornbrash rétegek közt 10 m vastag konkordánsan települő, szürke és tarka homokköveket tárt fel”. Abból, hogy az általa továbbra is „mediterránkorú”-nak tekintett képződmény a dogger fekvőjében van, arra következtetett, hogy a jura áttolódása a triász képződményekre fiatal korban játszódott le.

Bár a jelen dolgozat tárgya a mezozoikum, a villányi Templom-hegy földtani megismerésének történetéből nem maradhatnak ki KORMOS (1917, 1937) kainozoos gerinces paleontológiai témájú dolgozatai. Korábbi munkájában röviden, de jól azonosítható módon írta le a Templom-hegy („Kalkberg”) és a Somssich-hegy akkor létező kőfejtőit, és megállapította, hogy a csonttartalmú, preglaciális terra rossa hasadékkitöltések a callovi és az „oxford-argovi” mészkőben gyakoriak, míg az „anisusi kagylómész” repedéseiben megjelenő terra rossa nem tartalmaz csontokat. Későbbi munkájában (KORMOS 1937) informatív fényképeket közölt a „Kalkberg (Mészkőhegy)” Frigyes főherceg tulajdonát képező nagy kőfejtőjének keleti végén, a callovi és oxfordi rétegek határrégiójában lévő hatalmas csontbreccsa toronyról („Rote Mandl”). A Somssich-hegyről készített, az egész Templom-hegyet mutató felvétele különösen figyelemre méltó, mert a kőfejtőknek lényegében ugyanazt az állapotát mutatja, amit akár ma is láthatnánk, ha a megerősödött vegetáció ezt meg nem akadályozná.

Az 1945-ös történelmi fordulat után, a déli szomszéd országgal kiéleződött politikai viszony miatt, sokáig csak külön engedéllyel lehetett ezt a határközeli területet felkeresni. Ez tükröződik a „Magyarország földtana” első kiadásában (VADÁSZ 1953), ahol az ifj. LÓCZY korai munkáin alapuló összefoglalás olvasható.

A csaknem ugyanekkor megjelent két munka (STRAUSZ 1952, RAKUSZ & STRAUSZ 1953) sem új adatokról, hanem a szerzőknek az 1930-as években végzett terepmunkájáról számolt be. RAKUSZ & STRAUSZ (1953) műve korszakalkotónak (vagy inkább korszakzárónak) számít, mert első ízben adott átfogó és részletes földtani leírást a Villányi-hegységről. A templom-hegyi rétegsor értelmezésében

azonban csak annyiban léptek túl LÓCZY IFJ. (1915) véleményén, hogy a középső-triász dolomit és a dogger közötti diszkordanciát nem szerkezeti, hanem transzgressziós eredetűnek értelmezték. A „kallovi ammonitás pad"-ról viszont — tévesen — azt közölték, hogy az egykor 3 m vastagságú volt, de „a bánya művelése folyamán … az egészet elhordták."

ARKELL (1956) hatalmas összefoglaló művében megtisztelő helyet kapott a villányi jura. TILL (1910–1911) és LÓCZY IFJ. (1915) munkáira hivatkozva, ARKELL (1956, 190. old.) megerősítette a — 3 m vastagságúnak tekintett — ammoniteszes réteg középső- és késő-callovi korát, de felhívta a figyelmet a bath fajok és további problematikus ammonoideák előfordulására is. A fedő mészkőösszletet a felső-oxfordiba sorolta.

A villányi Templom-hegy földtani megismerésében új korszak kezdődött ifj. NOSZKY J. 1953-as és SZABÓ P. 1957-es — sajnos kéziratban maradt — munkáival. NOSZKY volt az első, aki a triász és az (akkor bath-nak vélt) jura képződmények közötti laza, homokos összletet a jura transzgresszió bevezető képződményének tartotta, és a callovi ammoniteszes padot a siklósi Rózsa-bányában is felismerte. SZABÓ P. egyetemi szakdolgozati téma keretében, 1957-ben vizsgálta újra a klasszikus lelőhelyet. Felmérte a templom-hegyi kőfejtőket. Részletes adatokat nyert a triász dolomit rétegsorból, de a legfontosabb eredmény az egykori „altáró", a két nagy kőfejtőt összekötő bevágás szelvényének pontos felvétele és megrajzolása volt. Az ekkor jól feltárt laza összlet korának kérdésében nem foglalt állást, de felismerte, hogy a dolomitra nagyjából konkordánsan homokkő települ, ami tarka agyagba megy át, majd további két homokkőtest és tarka agyag következik, amelyek fölött észlelhető szögeltérés nélkül következik a jura rétegsor. Vizsgálatai nyomán, sajnos nem született önálló publikáció, de a legfontosabb eredményei — beleértve a Templom-hegyről rajzolt reprezentatív keresztszelvény rajzot — VADÁSZ E. „Magyarország földtana" című könyvének második kiadásában kaptak méltó helyet (VADÁSZ 1960, 104, 151–153 old.).

Az ezután következő néhány év KASZAP A. nevével és munkáival fémjelezhető. Először a Siklós környékén feltárt callovi ammoniteszes réteget írta le (KASZAP 1958), majd átfogó ismertetést adott a Villányi-hegység dogger rétegeiről, beleértve a templom-hegyi előfordulásokat is (KASZAP 1959, 1961). Itt, a callovi ammoniteszes pad közvetlen fekvőjéből SZABÓ P. által gyűjtött egyetlen ammoniteszt *Oppelia* cf. *aspidoides*-nek határozta, ami bizonyítani látszott a fekvő képződmény bath korát. A malm rétegek részletes, és hazánkban úttörő jellegű mikrofáciesvizsgálatáról készült dolgozataiban (KASZAP 1962, 1963) a templom-hegyi fehér malm mészkőről megállapította, hogy a callovi kissé agyagos felszínére éles határral települ; a legalsó egy méterében gyakoriak a *Globigerina*-félék, melyek följebb teljesen kimaradnak.

Az 1959-ben Budapesten rendezett „Mezozóos Konferencia" alkalmából NOSZKY J. foglalta össze a magyarországi juráról akkor rendelkezésre álló ismereteket. A két évvel később megjelent dolgozatban NOSZKY (1961) a villányi Templom-hegyen feltárt homokos, tarka agyagos rétegeket a bath transzgresszió bevezető képződményének minősítette. A bath konglomerátumban „liász jellegű *Cardinia*" maradványt talált, amit a mecseki jellegű liászból áthalmozottnak tekintett. A callovi ammoniteszes padot 3 m vastagságúnak írta le.

KASZAP A.-nak köszönhető, hogy A. RADWAŃSKI, a kiváló lengyel kutató részletesen megvizsgálhatta a templomhegyi lelőhelyet, ahol honfitárs kollégája J. ZNOSKO már korábban (minden bizonnyal az említett „Mezozóos Konferencia" kirándulásai alkalmával) felismerte a callovi réteg sztromatolitos jellegét. Ezután — M. SZULCZEWSKIvel, aki igen járatos volt a Magas-Tátra és a krakkói jura hasonló sztromatolitos képződményeiben — két kitűnő dolgozatot készítettek (RADWAŃSKI & SZULCZEWSKI 1965, 1966). Megállapították — TILL (1906) után újra, helyesen — hogy a sztromatolitos, ammoniteszes réteg nem több méter, hanem mindössze 30 cm vastagságú. Felismerték, hogy határozottan háromosztatú: a középső, összefüggő sztromatolit-szőnyeg alatt az onkolitos bekérgezésű ammoniteszek dominálnak, felette ritkábbak az onkolitok. Felvetették, hogy Villány — a Magas-Tátrához hasonlóan — „geoantiklinális hátság" lehetett a jura időszaki Tethysben. E munkák nemcsak az új felismerések és a csodálatos illusztrációk miatt nevezetesek, hanem azért is, mert a nemzetközileg akkor már fejlett karbonátszedimentológia és fáciesértelmezés első hírnökei voltak Magyarországon.

A Villányi-hegység kréta képződményeit ismertető, nagyszabású, és gazdagon illusztrált monográfiájában FÜLÖP (1966) a villányi Templom-hegyet nyilvánvalóan nem tárgyalta, tevékenysége mégis újabb fordulatot hozott a villányi jura kutatásában. A kréta fekvőjét képező jura rétegsor mélyebb részének jobb megismerése érdekében, FÜLÖP J. — a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) igazgatójaként — kutatóárkokat létesíttetett a Harsányhegyen és a templom-hegyi kőfejtő „altárói" részén. A rétegenkénti ősmaradványgyűjtést VIGH G. végezte 1962-ben. Az újonnan gyűjtött anyag és a MÁFI múzeumában fellelhető (jórészt LÓCZY által már vizsgált és leírt) jura kövületek korszerű feldolgozására GÉCZY B.-t kérte fel FÜLÖP J., így a hatalmas, főként ammoniteszekből álló gyűjtemény az ELTE Őslénytani Tanszékére került.

Új lehetőség nyílt a villányi jura sokrétű újravizsgálatára. GALÁCZ A. és jómagam, geológus hallgatókként, ezekben az években kezdtük el tudományos diákköri munkálkodásunkat GÉCZY B. irányításával. Kezdetként a callovi ammoniteszes pad belemnitesz-faunáját dolgoztuk fel és publikáltuk (GALÁCZ & VÖRÖS 1969). Szakdolgozati, majd egyetemi doktori feladatként végeztem el a Villány környéki jura képződmények vizsgálatát és a kagylófauna feldolgozását (VÖRÖS 1971, 1972). Az 1969-es Mediterrán Jura Kollokviumra készülve GÉCZY B. is megtette az első lépéseket az óriási ammoniteszanyag újraértékelésében; cikke a két évvel később megjelent kötetben látott napvilágot (GÉCZY 1971).

A Mediterrán Jura Kollokvium váratlan fordulatot hozott a villányi jura megismerésében. A terepbejárás előtt

néhány héttel a MÁFI feltáró brigádja a Templom-hegyen és a Somssich-hegyen nagyszabású letakarítást végzett, melynek eredményeképpen a callovi ammoniteszes pad — addig bath korúnak tekintett — fekvőjéből is számos, nagy ammoniteszpéldány bukkant elő. Ezeket a nemzetközi kirándulás résztvevői — és vezetői is — a terepbejárás alkalmával látták először. D. V. AGER, J. H. CALLOMON és T. D. DONOVAN brit professzorok már a helyszínen bizonyítottnak látták, hogy a callovi pad vastag fekvő összlete nem bath, hanem liász, pliensbachi korú, és ezt GÉCZY B. kérésére hamarosan publikálták is (AGER & CALLOMON 1971). Drámai módon dőlt meg a HOFMANN-nál még csak csírájában lévő, majd PÁLFYnál és LÓCZYnál egyre határozottabban kibontakozó hibás elképzelés az ammoniteszes pad és fekvőjének közel azonos koráról és a liász hiányáról.

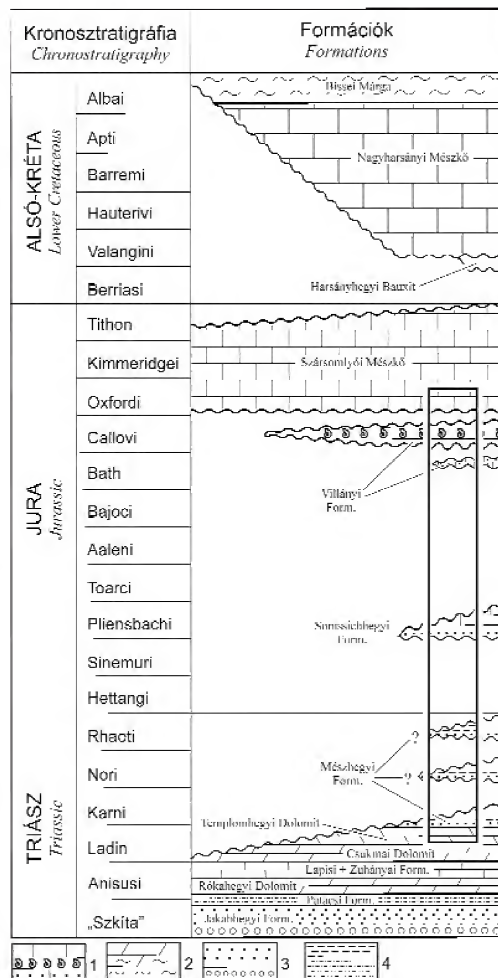
A templom-hegyi rétegsor üledékföldtani vizsgálatáról írott dolgozatom (VÖRÖS 1972) már az új adatok (RADWAŃSKI & SZULCZEWSKI, 1965, 1966, AGER & CALLOMON 1971) ismeretében készült. A Templom-hegy földtani felépítésének értelmezésekor figyelembe vehettem az 1967–68-ban létesült új feltárások (a Villány–Siklósi Állami Gazdaságnak a Templom-hegyet közel dőlésirányban harántoló „boralagút”-ját és a tervezést előkészítő mélyfúrások) adatait. Értékelésükre a következőkben visszatérek.

A Villányi-hegység triász képződményeit bemutató nagyszabású monográfiájukban NAGY E. & NAGY I. (1976) a villányi vasútállomási kőfejtőben feltárt dolomitról adtak értékes adatokat. A kőfejtőudvarban mélyített, 600 m mélységű fúrással (V–6) átfúrták a felső-anisusi „csukmai dolomit formációt” (*1. ábra*) és elérték a fekvőben lévő, középső-anisusi „zuhányai mészkövet”. Megállapították, hogy a fúrás fölső 80 méterét a ladin „templomhegyi dolomit formáció” alkotja, ami fölfelé folytatódik a kőfejtő falában, és összesen 110 m valódi vastagságot ér el. A templomhegyi dolomit fedőjében települő, homokkő, tarkaagyag és aleurolit váltakozásából álló összletet (melyet kutatófúrással a Harsány-hegyen is kimutattak) — némi fenntartással — a jura üledékciklus legalsó képződményének tekintették.

A Villányi-hegységi triász további kutatása során, 1979-ben a MÁFI feltáró brigádja újra, és minden korábbinál tökéletesebben letakarította az egykori, beomlott „altáró”, illetve siklópálya bevágásának keleti falát. Miután NAGY E. felhívta erre a figyelmemet, részletesen felvettem a szelvényt; meggyőződtem arról, hogy a laza összlet fokozatosan fejlődik ki a ladin dolomitból, és élesen elhatárolódik a fedő pliensbachi rétegektől, de az észleletek részletes publikálásával máig adós maradtam. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. (1985) — több más villányi-hegységi triász szelvénnyel együtt — erről a szelvényről is készített rövid ismertetést. A kérdéses összletet Mészhegyi Homokkő Formáció néven írta le, a „kárpáti keuper”-hez hasonlította, és úgy foglalt állást, hogy a triász regresszió záró szakaszát képviseli.

A Templom-hegy jura ammonoidea faunáinak feldolgozása és publikálása sem szakadt meg. GÉCZY (1982, 1984) korszerű biosztratigráfiai értékelést adott a liász és dogger (ezen belül a bath és callovi) faunákról, majd napvilágot láttak a pliensbachi (GÉCZY 1998) és a bath (GÉCZY & GALÁCZ 1998, 1999) ammoniteszeket monografikusan leíró munkák. Az utóbbi dolgozat különleges értéke GALÁCZ A. rajza (GÉCZY & GALÁCZ 1999, 1. ábra) ami látványos képet vázol fel a pliensbachi–oxfordi, hézagos és kondenzált rétegsorról.

Az utóbbi két évtizedben modern szemléletű, részletes tektonikai (mikrotektonikai) vizsgálatok is folytak a Villányi-hegységben. BERGERAT & CSONTOS (1988) és CSONTOS et al. (2002) többek között megállapították, hogy a hegyvonulat jelenlegi formája, és a korábban pikkelyekbe

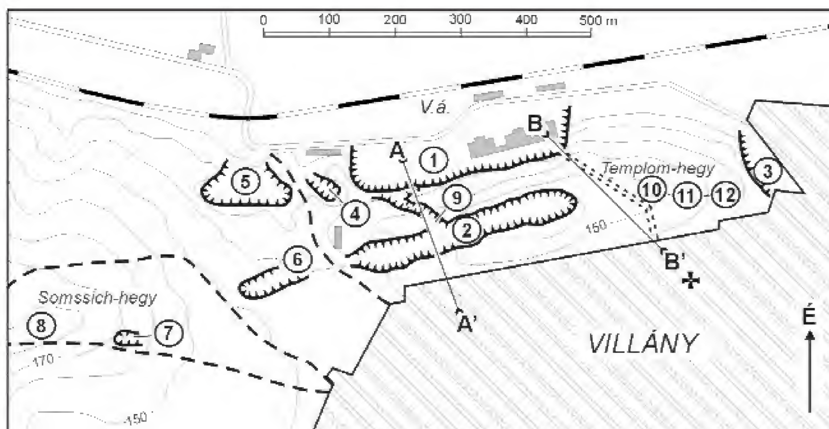


1. ábra. A Villányi-hegység triász–kora-kréta üledékes formációi

A Villányi Formáció alsó része az Altárói Rétegtag, felső része a Templomhegyi Tagozat. 1 – mészkő, ammoniteszes mészkő, homokos mészkő, 2 – dolomit, márgás dolomit, márga, 3 – homokkő, konglomerátum, 4 – agyag, homokos agyag, aleurolit. Az üres terület a rétegtani hiányt jelöli. A bekeretezett rész a villányi Templom-hegyen előforduló formációkat mutatja

***Figure 1.** Triassic to Early Cretaceous sedimentary formations of the Villány Mountains*

The Villány Formation includes a lower, Altáró Bed and an upper, Templomhegy Member. 1 – limestone, ammonitic limestone, sandy limestone; 2 – dolomite, marly dolomite, marl; 3 – sandstone, conglomerate; 4 – clay, sandy clay, siltstone; Blank indicates stratigraphic gaps. The formations known at the Templom-hegy, Villány are shown in the box



2. ábra. A villányi Templom-hegy és közvetlen környékének fontosabb felszíni és felszín alatti feltárásai, a 9. ábrán szereplő A-A' és B-B' szelvények nyomvonalainak feltüntetésével

A sorszámok a szöveg megfelelő bekezdéseinek számaival azonosak. A kettős szaggatott vonal a „boralagút" hozzávetőleges nyomvonalát jelöli. V. á.: vasútállomás

Figure 2. *The major surface and subsurface outcrops of the Templom-hegy and surroundings at Villány and the lines of the geological cross-sections A-A' and B-B' shown in Figure 9*

The numbering corresponds to the respective paragraphs in the text. The double dashed line marks the approximate route of the „boralagút" ("wine-tunnel"). V. á.: railway station, É: North

rendeződött mezozoos rétegek helyenkénti meredekre állítódása egészen fiatal (negyedidőszaki) balos oldaleltolódások hatására létrejött pozitív virágszerkezetként értelmezhető. PETRIK (2009) a kora-miocén transztenziós és a késő-miocén, valamint pliocén transzpressziós mozgások jelentőségét hangsúlyozta.

A villányi Templom-hegy mezozoikumára vonatkozó eddigi eredményeimet és ismereteimet „kirándulásvezetők" formájában foglaltam össze (VÖRÖS 1990, VÖRÖS & KORDOS 2007), melyek kivonatosan bekerültek egy nagy, szintetizáló munkába is (HAAS 2001). A fenti munkáimban rövid leírást adtam — többek között — a hegyet felépítő mezozoos formációkról, azokról a jura formációkról is, melyekről eddig „hivatalos leírás" nem jelent meg. Ezeket a formációkat, és a Villányi-hegység mezozoos formációit — miután a nevük következetes használata szükséges a jelen dolgozat tárgyalása során — az *1. ábra* mutatja.

Feltárások egykor és ma

A villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen számos kisebb-nagyobb kőfejtőt nyitottak az elmúlt százötven évben. Ezen felül néhány felszíni és felszín alatti feltárás, valamint mélyfúrás szolgálta a terület földtani megismerését. A feltárások helyét — sorszámokkal ellátva — a *2. ábra* mutatja.

Kőfejtők

A villányi kőfejtők művelését már több mint ötven éve abbahagyták. A geológusok örömére egyiküket sem rekultiválták vagy töltötték fel hulladékkal, de az emberi és a növényi élet egyre nagyobb mértékben korlátozza bennük a földtani észlelés lehetőségeit.

1. *Vasútállomási kőfejtő* (*3. ábra*). A villányi vasútállomással szemben, az úttal párhuzamosan húzódik, mintegy 350 m hosszúságban. Déli falának magassága 20 és 35 m között változik. A ladin Templomhegyi Dolomit felső részét tárja fel, több mint 80 m vastagságban. A dolomitrétegek átlagos dőlése 56° délies irányban, de a kőfejtőfal középső szakaszán, helyenként a 70°-ot is meghaladja. SCHAFARZIK (1904) szerint 1851-ben nyitották; katalógusában a 220/b számot viseli; TILL (1906) római I.-gyel jelölte. A Templomhegyi Dolomit jellegeit NAGY E. & NAGY I. (1976), majd RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1987) ismertette részletesen. 1968-ban a kőfejtő keleti végéből induló alagúttal átfúrták a Templom-hegyet, majd a kőfejtőudvarban borpalackozó üzemet létesítettek. Jelenleg ez már nem működik; a bekerített és elhanyagolt terület gyakorlatilag járhatatlan.



3. ábra. A vasútállomási kőfejtő 1967-ben

Figure 3. *The quarry at the railway station in 1967*

2. *Templom-hegyi nagy kőfejtő* (*4. ábra*). A Templom-hegy gerincébe mélyült, kb. 350 m hosszúságban és 20–50 m szélességben. Meredek déli falának legnagyobb magassága 25 m, az északi fal kevésbé meredek és alacsonyabb, 10–15 m magasságú. A terület legfontosabb feltárása: a felső-triász Mészhegyi Formációtól az oxfordi Szársomlyói Mészkőig terjedő teljes rétegsort mutatja; ezen belül a pliensbachi Somssichhegyi Formáció teljes összlete, valamint a Villányi Formáció alsó, bath tagozata csak itt tanulmányozható. A jura rétegek átlagos dőlése 161/52°.



4. ábra. A villányi Templom-hegy 1975-ben, a Somssich-hegyről nézve

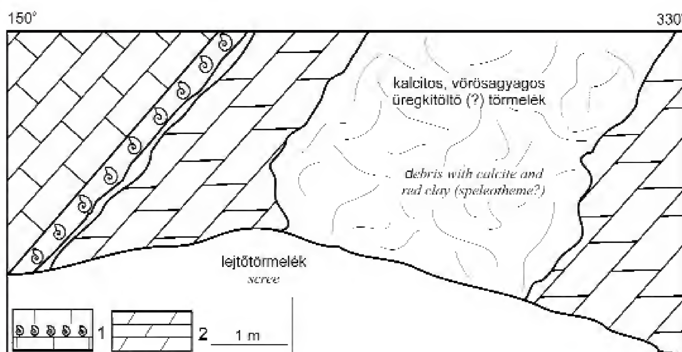
Bal szélen a vasútállomási kőfejtő; a nagy kőfejtő bal oldalán a pliensbachi Somssichhegyi Formáció, a jobb oldalon az oxfordi Szársomlyói Mészkő rétegei láthatók

Figure 4. The Templom-hegy at Villány, seen from the west (Somssich-hegy) in 1975

On the left: the quarry at the railway station, the big quarry exposes the Pliensbachian Somssichhegy Formation on the left side; in the right wall the Oxfordian Szársomlyó Limestone is visible

Az 1850-es években nyitották; SCHAFARZIK (1904)-nál a 219-es számot viseli. PÁLFY (1901) a „Templomhegy tetején lévő kőbánya” néven írta le, és 60 m hosszúságúnak és 20 m szélességűnek találta. TILL (1906) II.-vel jelölte („Steinbruch des oberen Kalkberges”), és hosszát 150 m-ben adta meg; ugyanakkor leírt egy III.-mal jelölt, 25 m átmérőjű kőfejtőt is „Steinbruch des unteren Kalkberges” néven, ahol az előzővel azonos rétegsort talált. LÓCZY (1915, 230. old.) így ír: „A villányi ammonitesek a villányi Mészhegy (vagy Templomhegy) felső kőbányáiból származnak, az ottan körülbelül 280 m hosszúságban feltárt… ammonites-padból.” Az, hogy a kőfejtő hossza egy évtized alatt 60 m-ről 280 m-re nőtt (ma pedig 350 m), csak részben tudható be annak, hogy az intenzív fejtéssel a gerinc mentén, árokszerűen haladtak. TILL (1906) névhasználatából („obere”, illetve „untere Kalkberg” — ami nem a vasútállomási kőfejtőre vonatkozott), valamint abból, hogy LÓCZY (1915) többes számot használt („Mészhegy felső kőbányái”) arra következtethetünk, hogy a 20. század elején még két különálló kőfejtő működött a Templom-hegy gerince mentén. Az egyik, nagyjából a mai „sikló bevágástól” keleti irányban húzódott, a másik, több méterrel mélyebb szinten lévő udvarral, a Templom-hegy nyugati végéből indult, és — a fejtés előrehaladtával — végül a kettő összeért. LÓCZY (1915, 2. ábra), KORMOS (1937, 1. ábra) és VADÁSZ (1960, 67. ábra) század eleji állapotot rögzítő fotóin jól felismerhető a két fejtési szint. Ezeket később egybenyitották, és 1967-ben a templom-hegyi nagy kőfejtő már egységes képet mutatott, melynek egyetlen bejárata a nyugati végén volt. KORMOS (1917, 1937) a „Frigyes főhercegi kőfejtő” nevet használta a „preglaciális” csontbreccsa lelőhelyek ismertetésekor. Az egyik legjelentősebb gyűjtőhely, az akkoriban a kőfejtő északkeleti végében magasodó hatalmas csontbreccsa-torony (a helyi kőbányászok nyelvén „Rote Mandl”) maradványai ma is tanulmányozhatók (Villány 3. lelőhely). Ez — a kőfejtést nagyban akadályozó — képződmény lehetett az egyik oka, hogy a bánya művelése leállt. A másik lehetséges okra LÓCZY (1915) leírása világít rá, miszerint: „a callovien-rétegeket végtől-végig a bánya egész hoszában lefejtették és elhordták, hogy az alatta levő kemény homokos mészkőhöz hozzájussanak”. Ezek szerint a kőfejtés elsősorban a Somssichhegyi Formációra irányult, azt pedig a kőbányászok is észlelték, hogy ez a — kőfejtő nyugati részén még mintegy 10 m vastagságú — képződmény kelet felé jelentősen kivékonyodik.

Az intenzív kőbányászatot tehát már a 20. század első évtizedeiben abbahagyták; a nagy jura ammoniteszgyűjtések abból az időből valók. 1962-ben VIGH G., majd az 1970-es évek elején GALÁCZ A., GÉCZY B. és VÖRÖS A, végzett itt kisebb, de jelentős gyűjtéseket. Jelenleg a kőfejtő a Duna–Dráva Nemzeti Park által létesített geológiai tanösvény részét képezi; a fontosabb bemutatott pontokat rendszeresen gondozzák.



5. ábra. A Templom-hegyi keleti kőfejtő D-i részének szelvényrajza

Bal oldalon az oxfordi Szársomlyói Mészkő és a callovi Villányi Formáció, alatta a ladin Templomhegyi Dolomit. 1 – mészkő, ammoniteszes mészkő; 2 – dolomit

***Figure 5.** Profile of the southern part of the abandoned quarry at the eastern termination of the Templom-hegy*

The Oxfordian Szársomlyó Limestone and the Callovian Villány Formation on the left, and the Ladinian Templomhegy Dolomite below. 1 – limestone, ammonitic limestone; 2 – dolomite

3. *Templom-hegyi keleti kőfejtő* (*5. ábra*). A Templom-hegy keleti végét vágja le, ÉÉNy–DDK-i irányban, mintegy 100 m hosszúságban. Falának legnagyobb magassága kb. 10 m. A ladin Templomhegyi Dolomit fölső szintjeit, továbbá a rátelepülő callovi

Villányi Formációt és a 165/56° dőlésű oxfordi Szársomlyói Mészkő alsó rétegeit tárja fel. SCHAFARZIK (1904) szerint 1855-ben nyitották; katalógusában a 220/a számot viseli. TILL (1906) már felhagyott állapotban találta és V. számmal jelölte. 1967-ben még vizsgálható volt; jelenleg nagyon benőtt és magánterületként be van kerítve.

4. *Templom-hegyi kis kőfejtő.* A vasútállomási kőfejtő csapásának folytatásában mélyítették ezt a mintegy 10 m mélységű, 20–30 m átmérőjű kőfejtőt, mely a ladin Templomhegyi Dolomit 167/56°-os dőlésű, vastag rétegeit tárja fel. A SCHAFARZIK (1904) féle katalógusban nem tudtam azonosítani; TILL (1906) munkájában nem szerepel; lehet, hogy később nyitották. Állapota 1967 óta nem romlott; látogatható, mert a geológiai tanösvény egyik állomásaként rendszeresen tisztítják, karbantartják.

5. *Útmenti kőfejtő.* Szintén a vasútállomási kőfejtő csapásának folytatásában, de már a Somssich-hegy lábánál, a műút kanyarjához közel található ez a kb. 120 m hosszúságú és 4–5 m falmagasságú kőfejtő, melyben a ladin Templomhegyi Dolomitot bányászták. PÁLFY (1901), az itt feltárt rétegek egy részét nem dolomitnak, hanem „guttensteini" mészkőnek minősítette; ezt későbbi vizsgálatok nem igazolták. Ez a kőfejtő feltehetőleg azonos a SCHAFARZIK (1904) katalógusában 220/d szám alatt szereplő, akkor BARTONUSEK A. tulajdonában lévő kőbányával. KORMOS (1917) „az állomás rakodójával szemközt" fekvő kőfejtőként említette, ahol terra rossa-t talált, csontmaradványok nélkül. 1967-ben már erősen beomlott állapotban volt; jelenleg szinte alig észlelhető.

6. *Somssich-hegyi kőfejtő.* A Templom-hegy és a Somssich-hegy közötti nyeregben, az utóbbi hegy irányában húzódik; kb. 50 m hosszúságú, 20 m szélességű és 4 m falmagasságú. A pliensbachi Somssichhegyi Formáció felső részét, a callovi Villányi Formációt és az oxfordi Szársomlyói Mészkő alsó rétegeit tárja fel. TILL (1906) IV. számmal jelölte ezt az akkoriban újonnan létesített kőfejtőt; később KORMOS (1917) is említette. 1967-ben már erősen beomlott állapotban volt; udvarát helyi lőtérként használták, ami nagyban korlátozta földtani észleléseim lehetőségét. A Villányi Formációt az általános, néhány deciméteres, a Somssichhegyi Formációt több mint 5 m-es vastagságúnak találtam, de a teljes vastagsága nem volt megítélhető, mert a fekvője nem volt feltárva. A kőfejtő jelenleg részben beépült, falait pedig bozót nőtte be.

7. *Somssich-hegyi kis kőfejtő.* A Somssich-hegy keleti lejtőjén fekszik ez a mintegy 30 m hosszúságú, 15 m szélességű fejtő, melyet az oxfordi Szársomlyói Mészkőbe mélyítettek. A többi villányi kőfejtőhöz képest későn nyithatták, bár KORMOS (1917) már említette. 1967-ben még 6 m falmagasságú volt és jól mutatta a mészkőrétegeket, még kőzetrés mérésekre is lehetőséget nyújtott. Jelenleg alig észlelhető; részben feltöltötték és nagyon benőtt.

Egyéb feltárások

8. *Somssich-hegy tető.* A Somssich-hegy 180 m tszf. magasságban húzódó K–Ny-i irányú gerince mentén a pliensbachi Somssichhegyi Formáció legfölső mészkőpadjai, a callovi Villányi Formáció és az oxfordi Szársomlyói Mészkő alsó rétegei bukkannak a felszínre. Ezeket a feltárásokat már LÓCZY (1912, 1915) is ismerte. A Villányi Formáció egyik kipreparálódott rétegfejét 1967-ben egy kis árkolással letakarítottam, és a 36 cm vastagságú callovi ammoniteszes padból részletes ősmaradvány-gyűjtést kezdtem, amit 1970-ben GÉCZY B. és GALÁCZ A. segítségével fejeztünk be. Az 1969-es Mediterrán Jura Kollokvium alkalmából a MÁFI feltáratta a Somssichhegyi Formáció felső rétegeit, ahonnan váratlanul, sok, nagy méretű ammonitesz került elő (*6. ábra*), melyek a pliensbachi Jamesoni Zónára utaltak (AGER & CALLOMON 1971). Jelenleg a hegytető egy része beépült; a kibúvások többségét elegyengették.

9. *Templom-hegyi „siklóbevágás" (beomlott „altáró").* A templom-hegyi nagy kőfejtő felső szintjén kitermelt anyagot hosszú időn át egy mélyúton (LÓCZY 1912, 1915) szállították a vasútállomás felé, majd 1943-ban egy kis alagutat készítettek (LÓCZY 1945), ami hamarosan beomlott. Ez a 10–15 m szélességű, hasonló mélységű, és közel 70 m hosszúságú árok ÉNy–DK-i irányban köti össze a templom-hegyi nagy kőfejtőt a vasútállomási kőfejtővel, melynek peremén ma is látható az egykori sikló beton- és vasszerkezetének egy része. Ez a Templom-hegy egyik legfontosabb feltárása, mert a ladin Templomhegyi Dolomit fölső részét, a felső-triász Mészhegyi Formációt és a pliensbachi Somssichhegyi Formációt harántolja. Sajnos, a partfalak omlékonysága miatt a rétegsor — különösen a középső szakasza — csak ritkán látható és tanulmányozható. 1957-ben SZABÓ P. tisztíttatta le és rajzolta le a szelvényét. 1967-ben teljesen beomlott állapotban találtam.



6. ábra. Nagy ammonitesz a pliensbachi Somssichhegyi Formációban, a Somssich-hegy tetején. J. CALLOMON felvétele 1969-ből. (J. CALLOMON engedélyével.)

Figure 6. *Big ammonite in the Pliensbachian Somssichhegy Formation, on the top of the Somssich-hegy. Photograph taken by J. CALLOMON in 1969. (By courtesy of J. CALLOMON.)*

A legnagyobb mértékű letisztítást 1979-ben a MÁFI végeztette a bevágás ÉK-i falán (*7. ábra*). Az ekkor kitűnően tanulmányozható szelvényt részletesen felvettem. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) szintén felvette, és röviden ismertette is a „siklóbevágás” szelvényét. Jelenleg itt halad át a földtani tanösvény útvonala, de csak a Templomhegyi Dolomit néhány rétegfeje, valamint a Somssichhegyi Formáció alsó, törmelékes szakasza látható; a Mészhegyi Formációt szinte teljes egészében lejtőtörmelék fedi.

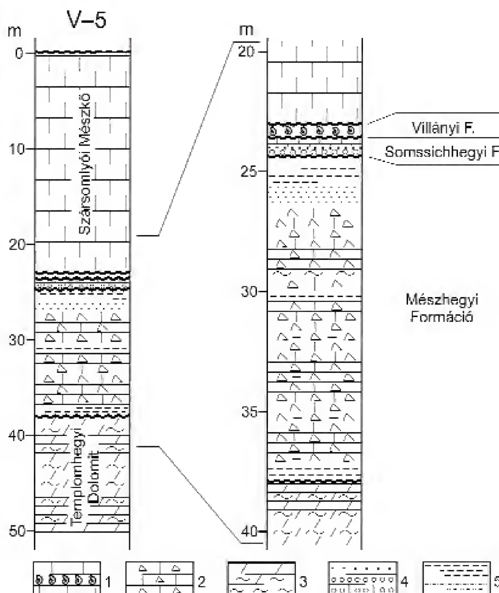


7. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének D-i része 1979-ben
Bal oldalon a felső-triász Mészhegyi Formáció középső, homokköves szakasza, a jobb szélen a pliensbachi Somssichhegyi Formáció bázisrétegei láthatók

Figure 7. The southern portion of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy in 1979
The middle, sandstone members of the Upper Triassic Mészhegy Formation on the left, the basal beds of the Pliensbachian Somssichhegy Formation on the right margin

10. *Villány V–1, –2, –3, –4, –5 fúrások.* A Templom-hegy alatt létesítendő alagút tervezett nyomvonalában, 1967-ben, az Agroterv — az OFKFV kivitelezésében — 5, egyenként 50 m-es magfúrást mélyített. Az eredményekről SZABÓ P. (akkor az Agroterv geológusa) révén értesültem, aki néhány magmintát is rendelkezésemre bocsátott. A fúrások vázlatosan leírt rétegsora megtalálható a „Magyarország mélyfúrási alapadatai” sorozatban (BOHN 1984, 535–537 old.). Az 5 fúrás közül a V–1 (12 m lösz után) végig az oxfordi Szársomlyói Mészkőben, a V–4 pedig a ladin Templomhegyi Dolomitban haladt; a többi három fúrás a köztes formációkat is harántolta. A MÁFI (jelenleg a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal kezelésében lévő) adattárában rendelkezésre álló részletes dokumentáció alapján megállapítható, hogy a — rétegtani szempontból fontos — fúrások magkihozatala jóval 50% alatti volt, a V–5 kivételével, ahol ez az érték 68%. Ezért csak ez utóbbiról tudtam többé-kevésbé hiteles rétegoszlopot szerkeszteni, az adattári és a SZABÓ P. által adott információk alapján (*8. ábra*). A fúrás az oxfordi Szársomlyói Mészkő alatt a Villányi Formációt kb. 25 cm, a Somssichhegyi Formációt kb. 1 m, a Mészhegyi Formációt pedig 7,5 m valódi vastagságban harántolta, majd a ladin Templomhegyi Dolomitban állt le.

11. *„Boralagút”*. Az egykori Villány–Siklósi Állami Gazdaság nagy (kb. 4 m) átmérőjű, nagyjából ÉNy–DK-i irányú alagutat létesített a Templom-hegy alatt, azzal a céllal, hogy összekösse a Villány belterületén lévő „borkombinátot” a vasútállomás közelében megépítendő borpalackozó üzemmel. Az alagút fúrása a vasútállomási kőfejtő udvarának keleti végéből indult 1968-ban, és április 10-ig kb. 130 métert haladt előre. Ekkor, fél órára belépési engedélyt kaptam, de a gyengén megvilágított munkaterületen csak annyit állapíthattam meg, hogy az oxfordi mészkő alatt megvan a sztromatolitos Villányi Formáció, néhány dm vastagságban, valamint a Somssichhegyi Formáció mészköves, konglomerátumos és homokköves tagozatai is, de a felszínihez képest csekély, 1-2 méternyi vastagságban. Alatta több méternyi, bizonytalanul értékelhető, vöröses tarka agyagos összlet volt látható. Később, GALÁCZ A. segítségével reprezentatív mintákat gyűjtöttünk az alagút-



8. ábra. A Villány V-5 fúrás rétegoszlopa, a középső szakasz kinagyításával
1 – mészkő, ammoniteszes mészkő; 2 – sejtes, agyagos, dolomitos mészkő; 3 – dolomit, márgás dolomit, márga; 4 – homokkő, konglomerátum; 5 – agyag, homokos agyag, aleurolit

Figure 8. *The stratigraphic column of the Villány V-5 borehole; the middle portion enlarged*
1 – limestone, ammonitic limestone; 2 – cellular, clayey dolomitic limestone; 3 – dolomite, marly dolomite, marl; 4 – sandstone, conglomerate; 6 – clay, sandy clay, siltstone

ból kitermelt törmelékanyagból, és meglepődve észleltük, hogy a felszíni feltárásokban mindenütt okkersárga–barna Villányi Formáció itt kékesszürke, feketébe hajló színezetű. Jelenleg a „boralagút” a Csányi Pincészethez tartozik; északi kijárata zárva van; a borpalackozó nem üzemel.

12. *A borpince barlangja.* A „boralagút” készítése során, 1968 szeptemberében egy jelentős méretű barlangüreget találtak. RÓNAKI (2000) leírása szerint: „Az üreg… egy nyugati irányú kitörésből kialakítandó borkóstoló fülke robbantása során tárult fel.” RÓNAKI 1978-ban részletesen felmérte a barlangot és megállapította, hogy az dolomitban,

290/60°-os tektonikus törés mentén alakult ki; a kőzet dőlése pedig 180/60°. A barlangüregről (melynek kataszteri száma 4151-14) alaprajzot és három keresztszelvényrajzot is közölt (RÓNAKI 2000, 12. ábra).

Földtani felépítés

Földtani szelvények

A villányi Templom-hegy földtani felépítésének és a mezozoos képződmények településének fő vonásait két, többé-kevésbé dőlésirányú szelvény mutatja be, melyek helyzete a *2. ábrán* látható. Az „A" szelvény (*9. ábra, A*) a „siklóbevágás" vonalában, a templom-hegyi nagy kőfejtőn keresztül, dőlésirányban húzódik. A „B" szelvény (9. ábra, B) a V–5 fúráson keresztül, megközelítőleg a „boralagút" északi szakaszának nyomvonalát követi; a dőlésiránytól mintegy 30°-kal tér el.

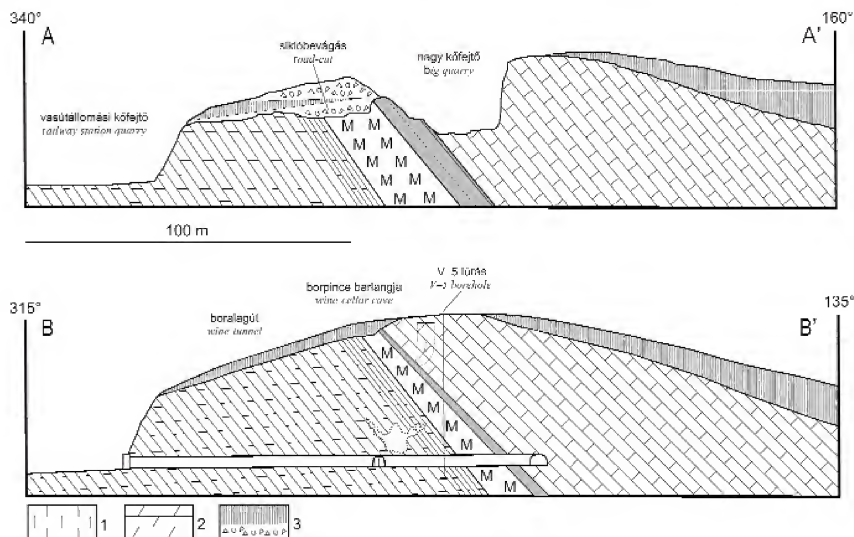
A szelvények torzítás nélkül, a valós magasságviszonyokat mutatják: a vasútállomási kőfejtő udvara 107 mBf, a B szelvényen a Templom-hegy legmagasabb pontja 155 mBf. A tekintélyes vastagságú lösztakaró a déli lejtőn, a V–1 fúrásban észlelt több mint 12 méteres vastagságadat alapján rajzolható meg.

A dőlésirányú „A" szelvény a valós, mért dőlésadatokat mutatja. A Szársomlyói Mészkő rétegein és a Villányi Formáció rétegfelszínén tíz dőlésadatot mértem, melyek szűk határok között, 158/50°-tól 163/53°-ig változnak, az átlagos dőlés 161/52°. A Templomhegyi Dolomit réteglapjain, a két kőfejtő távol eső pontjain, szintén tíz mérést végeztem; az adatok itt sokkal jobban szórnak (163/61°–173/50°), az átlagdőlés 167/56°. (Nem számítottam bele az átlagba a vasútállomási kőfejtő középső szakaszát, ahol a dőlésszög anomálisan nagy, 70° feletti.) A két nagy kőzettest átlagos dőlésszöge közötti 4°-os eltérés alapján kiszerkeszthető a köztes formációk (Mészhegyi, és talán a Somssichhegyi) dőlésirányban (D felé) kissé növekvő vastagsága.

A „B" szelvény a dőlésiránytól csaknem 30°-kal eltér, ezért a képződményeket laposabb szögű áldőlésben mutatja. A szerkesztéskor a Szársomlyói Mészkő dőlését itt is 161/52°-nak vettem, mert ez az adat lényegében állandónak mutatkozott az egész Templom-hegyen. A Templomhegyi Dolomit esetében viszont az általam a felszínen mért átlagdőlés helyett azt a 180/60°-os adatot tekintettem mértékadónak, amit RÓNAKI (2000) a „borpince barlangjában" mért. Ez már 8°-os dőlésszögeltérést jelent a dolomit és az oxfordi mészkő között. Így a köztes képződmények déli (dőlésirányú) kivastagodása itt sokkal nagyobb mértékűnek adódik, mit az „A" szelvény esetében. A kivastagodás elsősorban a Mészhegyi Formációban jelentkezik, mert a Somssichhegyi Formáció a mélyebben fekvő „boralagútban" sem mutatkozott jelentősen vastagabbnak, mint a V–5 fúrásban.

Mezozoos formációk

A következőkben a villányi Templom-hegy mezozoos formációit vázlatosan ismertetem; közülük csak azokról adok részletesebb leírást, amelyek fejlődéstörténetileg, az ősföldrajzi változások szempontjából különösen fontosnak tekinthetők.



9. ábra. Földtani szelvények a villányi Templom-hegyen keresztül, a „siklóbevágás" („A") és a „boralagút' („B") nyomvonalában
1 – mészkő; 2 – dolomit; 3 – lösz, talaj, lejtőtörmelék, feltöltés; M = Mészhegyi Formáció, szürke raszter = Somssichhegyi és Villányi Formáció

Figure 9. *Geological cross-sections across the Templom-hegy at Villány, along the lines of the abandoned road-cut („A") and the „boralagút" ("wine-tunnel") („B")*
1 – limestone; 2 – dolomite; 3 – loess, soil, scree, dump; M = Mészhegy Formation, dark shaded = Somssichhegy and Villány Formations

Templomhegyi Dolomit Formáció

Erről a formációról részletes leírást adott NAGY E. & NAGY I. (1976). Megállapították, hogy a V–6 fúrásban a Csukmai Dolomitból fejlődik ki a ladin Templomhegyi Dolomit. Ez alkotja a fúrási rétegsor fölső 80 méterét, majd fölfelé folytatódik a vasútállomási kőfejtő falában, és összesen 110 m valódi vastagságot ér el. Alsóbb szintjeit szürkésbarna, vastagpados dolomitok és meszes dolomitok építik fel. Följebb változatos színű, vékonyabban rétegzett dolomit és dolomitmárga következik, a kemény rétegek között lemezes dolomitmárga betelepülésekkel. A pelittartalom fölfelé növekszik. Zárótagként lingulás dolomitmárga jelentkezik, melyben a dolomitpadok között vastag agyagos, márgás rétegek vannak. Mikrofácies szempontjából a Templomhegyi Dolomit két szakaszra bontható: az alsóra a pszeudooidos, intraklasztos jelleg és a viszonylag gazdag mikrofauna, a felső 30 m-es szakaszra az egyöntetű, mikrokristályos szövet és a faunamentesség jellemző.

A Templomhegyi Dolomitról további, rövid leírás jelent meg RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1987) munkájában, majd a HAAS 1993 és 2004 könyvében, utóbbiban a Csukmai Dolomit Formáció tagozataként szerepel.

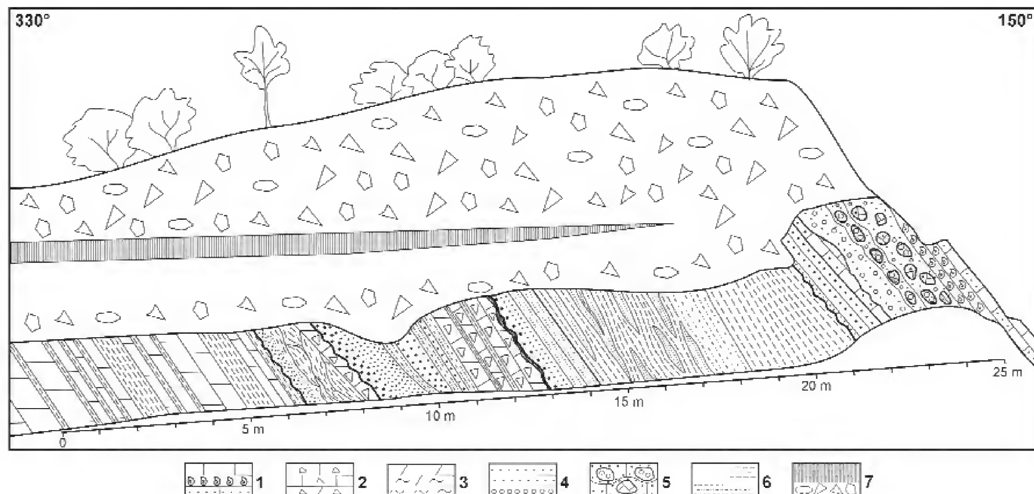
A jelen dolgozat keretében csupán annak hangsúlyozása fontos, hogy ez a képződmény a terület középső-triász karbonátos rámpa fejlődési szakaszának sekélytengeri záró képződménye.

Mészhegyi Formáció

A triász dolomit és a már biztosan tengeri jura képződmények között kibukkanó, különös, laza összlet rétegtani besorolása és értelmezése régóta vitatott volt. LÓCZY IFJ. (1912, 1915, 1945) „mediterrán”, azaz miocén korúnak vélte; NOSZKY (1961) a bath transzgresszió bevezető tagjaként értelmezte; VÖRÖS (1972) a középső-triász és a pliensbachi közötti, rövid, önálló üledékképződési szakasz termékének, míg NAGY E. & NAGY I. (1976) a jura üledékciklus legalsó képződményének tekintette.

A MÁFI feltáróbrigádja 1979-ben minden korábbinál jobban letakarította a templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényét, és ez a feltárás új megvilágításba helyezte a Mészhegyi Formációt. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) és én is, egymástól függetlenül felvettük a szelvényt. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) formációleírása, és szelvényismertetése ismételten megjelent TÖRÖK (1998) munkájában, illetve HAAS (2004) könyvében, míg én csupán egy nagyon vázlatos szelvényrajzot közöltem a Templom-hegy jura rétegsorának ismertetése kapcsán (VÖRÖS 1990). Mindketten arra a következtetésre jutottunk, hogy az összlet a ladin Templomhegyi Dolomitból csaknem folyamatosan fejlődik ki, a fedő pliensbachi tengeri képződménytől pedig éles határ választja el, tehát a Mészhegyi Formáció késő-triász, legvalószínűbben karni korú, és a „kárpáti keuper” fáciessel rokonítható. Ezzel szemben a formáció számos litológiai jellegét és alsó határának megvonását illetően a kettőnk véleménye jelentősen eltér.

A „siklóbevágás” 1979 szeptemberében általam felvett szelvényét, terepi fényképfelvételekkel illusztrálva, ezúttal mutatom be; egyúttal a Mészhegyi Formációnak a korábbiaknál részletesebb leírását és a korábbiaktól némiképp eltérő értelmezését is megadom. Ennek egyik indoka az, hogy — fényképeim tanúsága szerint — a „siklóbevágás”



10. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényrajza az 1979-es állapot szerint

1 – mészkő, ammoniteszes mészkő, homokos mészkő; 2 – sejtes, agyagos, dolomitos mészkő; 3 – dolomit, márgás dolomit, márga; 4 – homokkő, konglomerátum; 5 – homokos mészkőbe ágyazott konglomerátum és mészkő görgetegek; 6 – agyag, homokos agyag, aleurolit; 7 – lösz, talaj, lejtőtörmelék, feltöltés. A vastag hullámos vonalak eróziós felületeket jelölnek

***Figure 10.** Profile of the abandoned road-cut at the Templom-hegy, drawn in 1979*

1 – limestone, ammonitic limestone, sandy limestone; 2 – cellular, clayey dolomitic limestone; 3 – dolomite, marly dolomite, marl; 4 – sandstone, conglomerate; 5 – boulders of conglomerate and limestone, embedded in sandy limestone matrix; 6 – clay, sandy clay, siltstone; 7 – loess, soil, scree, dump. Thick wavy lines mark erosional surfaces

szelvénye ottjártamkor lényegesen jobb állapotban volt mint amit más szerzők (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1985, CSÁSZÁR 2005, 282. old., 2. ábra) felvételei tükröznek. A Mészhegyi Formáció újradefiniálását nem annyira a rétegtani finomítás, mint inkább a rétegsorban felismerhető üledékföldtani jellegek újszerű ősföldrajzi-fejlődéstörténeti értelmezése teszi indokolttá.

A Mészhegyi Formáció szelvényét (az 1979-es állapot szerint) a *10. ábra* mutatja. A feltárás alsó (északi) részén a Templomhegyi Dolomit rétegei közé egyre több barna és lilásvörös agyagos és márga jellegű réteg iktatódik. Ezek fölfelé igen gyakoriakká válnak és kb. azonos vastagságú (5–10–20 cm) dolomitrétegekkel váltakoznak (*11. ábra*).



11. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének É-i (rétegtanilag alsó) szakasza (a 10. ábrán kb. 0–10 m között), a Templomhegyi Dolomit felső rétegei közé iktatódó számos barna agyagréteggel

Figure 11. *The northern (stratigraphically lower) portion of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 0 to 10 m in Figure 10), showing the numerous brown clay layers interbedded with the uppermost part of the Templomhegy Dolomite*

Ezt a mintegy 3 m vastagságú, váltakozó szakaszt egy kb. 1 m vastagságú, egynemű dolomitpad zárja le. Efölött vastag (80–90 cm) likacsos, sárga agyag következik éles határral, majd 50 cm vékonyréteges, zöldagyag betelepüléses dolomitréteg zárja le a dolomitos rétegsort (*12. ábra*). (Följebb dolomitrétegek már nincsenek.) A dolomit fölött üledékhézagra utaló keményfelszín, vagy mállási kéreg nélkül, zöldes-szürkés-sárgás lila tarka agyag következik 20–30 cm vastagságban.

Az agyagra éles és szabálytalan határral zöldesfehér laza homokkő települ, 40–60 cm vastagságban. Fölötte 1 méternyi vastagságú, sárga-barna-lila foltos, majd zöldesszürke, szabálytalan üledékes szerkezeteket mutató tarka agyag következik, ami fokozatosan elsárgulva, 50 cm vastagságú sejtes dolomitos mészkőbe megy át.

Erre, egészen éles határral, durvaszemű, szürkésfehér, laza homokkő települ (*13. ábra*), melynek szemcsemérete fölfelé, 20 cm-en belül középszeművé finomodik. Ez a több mint 1 m vastagságú homokkő 20–30 cm vastag, lemezes szerkezetű, zöldesszürke agyagos homokba megy át. Ezután újra durvább szemcseméretű, kb. 60 cm vastagságú, szürkésfehér homokkőtest következik, ami a feltárás talpa



12. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 3–9 m között); a Templomhegyi Dolomit legfölső dolomitrétege (kalapács), és fölötte települő Mészhegyi Formáció első, szürke homokkőrétege

Figure 12. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 3 to 9 m in Figure 10), showing the topmost bed of the Templomhegy Dolomite (at the hammer), and the first grey sandstone layer of the overlying Mészhegy Formation*



13. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 7,5 m-nél); a Mészhegyi Formáció alsó sejtes, dolomitos mészkőrétegére éles határral települő durva homokkő (az érme átmérője kb. 2 cm)

Figure 13. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (at around 7.5 m in Figure 10), showing the lower cellular dolomitic limestone bed of the Mészhegy Formation, sharply overlain by coarse sandstone (the diameter of the coin is about 2 cm)*

felé kiékelődni látszik. Fölötte, éles határral zöldesszürke, barna aleurolit és sárgásszürke, laza homokkő váltakozása települ, 60–70 cm vastagságban (*14. ábra*). Éles határ nélkül, zöld agyagos rétegekkel váltakozó, szürke-sárga-lila sávos, sejtes dolomitos mészkő következik, kb. 2 m vastagságban (*15. ábra*). Legfölső részén vastag (~10 cm), barna, lila, szilánkos törésű, vasas karbonát (mállási kéreg?) jelentkezik.

Igen éles és szabálytalan, hullámos határral, durvaszemű, uralkodóan szürkésfehér homokkő következik; alsó szintjén helyenként a fekvő karbonát szögletes darabjaival



14. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 8–11 m között); a Mészhegyi Formáció középső, vastag homokkősorozata, valamint a rátelepülő aleurolitos rétegek

Figure 14. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 8 to 11 m in Figure 10), showing the middle, thick sandstone series of the Mészhegy Formation and the overlying siltstone layers*



15. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 10–14 m között); a Mészhegyi Formáció középső, zöldagyag-betelepüléses, sejtes dolomitos mészkőtagozata, tetején vasas kéreggel, valamint az éles határral rátelepülő homokkő

Figure 15. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 10 to 14 m in Figure 10), showing the middle, cellular dolomitic limestone member of the Mészhegy Formation (interlayered by greenish clay seams), topped with ferruginous crust, and sharply overlain by sandstones*



16. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 12 m-nél); a sejtes dolomitos mészkőre éles határral települő szürke homokkő

Figure 16. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (at around 12 m in Figure 10), showing the sharp contact between the cellular dolomitic limestone and the overlying grey sandstone*



17. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás" szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 14–20 m között); a Mészhegyi Formáció fölső, homokkőlencsés, aleurolitos és tarka agyagos szakasza (a feltárás talpa felé kiékelődő homokkőtest a kép bal szélén)

Figure 17. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 14 and 20 m in Figure 10), showing the upper member of the Mészhegy Formation with alternation of siltstones, sandstone lenses and variegated clays (on the left: a downward pinching out sandstone body)*

(*16. ábra*). Ez a kb. 120 cm vastagságú homokkő fölfelé finomodó szemcseméretű; néhány zöldagyagcsík pados jellegűvé teszi; felső réteghatára vasas bevonatú. Fölötte váltakozó színű, zöldesbarna, lila, zöldesszürke tarka agyag következik közel 3 méter vastagságban, mely szabálytalanul kiékelődő, több dm maximális vastagságú, szürkésfehér homokkőlencséket foglal magába (*17., 18. ábra*). Fölfelé, az agyagos, homokos összletben túlsúlyra jut a zöldesszürke szín, és egy 1 méternyi aleurolitos szakasz után poliéderesen széteső agyag válik uralkodóvá (~2,5 m). Az agyag fölött éles határral települő, vékony (10 cm), okkersárga homokkő már minden bizonnyal a liászhoz tartozik: fölötte a liász vastag homokkő- és konglomerátumpadjai következnek (*19. ábra*).

A fenti rétegsorleírás tartalmazza a Mészhegyi Formáció részletes litológiai jellemzését. A formáció *definíció*ját a következőképpen adhatjuk meg: a Mészhegyi Formáció a középső-triász dolomitra éles határral települő, uralkodóan sziliciklasztos, törmelékes üledékes rétegsor. A tíz méter vastagságú összleten belül legalább három, üledékhézaggal települő tagozat különíthető el, melyek homokkővel kezdődnek, és a szemcseméret finomodásával aleurolitba, tarka agyagba, majd sejtes, dolomitos mészkőbe mennek át.

Fáciesértelmezés. Korai dolgozatomban (VÖRÖS 1972) tavi környezetet valószínűsítettem a képződmény lerakódási helyéül. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) sekélytengeri fáciesbe sorolta. A jól felismerhető, felfelé finomodó üle-



18. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 14–15 m között); a feltárás talpa felé kiékelődő, szürke homokkőtest, lila, tarka agyagba ágyazva

Figure 18. *Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 14 and 15 m in Figure 10), showing a grey lenticular sandstone body in violet clay*

dékes félciklusok alapján valószínűnek tartom, hogy a Mészhegyi Formáció szemiarid éghajlaton végbemenő, szakaszos, folyóvízi–tavi üledékképződés terméke.

Település. A jelen dolgozatban a Mészhegyi Formáció alsó határát a legalsó, éles határral települő homokkőréteg alatt vonom meg (*10. ábra,* a szelvény 6,5 méterénél). RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) a határt lejjebb, az általam még Templomhegyi Dolomitnak tekintett rétegeken belülre



19. ábra. A Somssichhegyi Formáció homokkő- és konglomerátumrétegeinek települése a Mészhegyi Formáció fölső, agyagos tagozatára a templom-hegyi „siklóbevágás” déli végén

Jobbra alul a Somssichhegyi Formáció magasabb része (kékesszürke mészkő), felül a Szársomlyói Mészkő rétegei láthatók (1979)

Figure 19. *The southern (upper) portion of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy, showing the uppermost, clayey member of the Mészhegy Formation, overlain by the sandstone and conglomerate beds of the Somssichhegy Formation*

On the lower right: the upper part of the Somssichhegy Formation (bluish-grey limestone); on the upper right: the massive beds of the Szársomlyó Limestone

helyezte, az aleurolit megjelenése alapján (*10. ábra,* kb. a szelvény 1 méterénél). Az új határmegvonás mellett szól az, hogy a formáció alsó határát célszerű egy határozott üledékciklus kezdetéhez kötni. Felső határa eróziós; fedője, a jura Somssichhegyi Formáció diszkordánsan települ.

Elterjedés, vastagság. A Mészhegyi Formáció elterjedése a Villányi-hegység K-i részére szorítkozik (harsányi és villányi pikkely). Vastagsága erősen változó; a templom-hegyi típusszelvényben 14 m, a V–5 fúrásban 7,5 m, a Harsány-hegyen, a „Szobros-bányában” mélyített Nh–V fúrás (MARCZEL 1975) szerint legalább 20 m. A templom-hegyi nagy kőfejtő K-i vége közelében a Somssichhegyi Formáció a Mészhegyi Formáció harmadik tagozatának alsó, homokos rétegeire települ (*20. ábra*), tehát itt a formáció mintegy 6 m vastagságú lehet. Az Alföld aljzatában, a villányi zónában



20. ábra. A Somssichhegyi Formáció kemény homokkő-rétegeinek (jobbra fent) települése a Mészhegyi Formáció középső, laza homokkőből és sejtes dolomitos mészkőből álló tagozatára, a templom-hegyi nagy kőfejtő északi falának keleti szakaszán (2009)

Figure 20. *The massive sandstone beds of the Somssichhegy Formation (upper right) resting on the middle member of the Mészhegy Formation (loose sandstone and cellular dolomitic limestone) at the eastern part of the northern wall of the big quarry at the Templom-hegy*

néhány fúrásban harántoltak hasonló képződményeket, Biharban (Királyerdő, Vălani- takaró) pedig a 100 m körüli vastagságot elérő „kárpáti keuper” és a Scăriţa Formáció feleltethető meg a Mészhegyi Formációnak (BÉRCZI-MAKK 1986, BLEAHU et al. 1994, VÖRÖS & CSONTOS 2006a, VÖRÖS 2006). A „kárpáti keuper” magas-tátrai rétegsorai KOTAŃSKI (1956, 1959) leírásai alapján szintén összevethetők a Mészhegyi Formációéval. A szilicklasztos törmelékanyag származtatása ott is kérdéses: forrásterületként a Cseh-masszívum, valamint a helyi, tektonikusan kibillent kéregblokkok kiemelt és mélyen (a kristályos aljzatig, de legalább az alsó-triász képződményekig) erodált szárnyai is számításba vehetők (KOTAŃSKI 1959, AL-JUBOURY 2007).

Kor. A Mészhegyi Formációból eddig nem ismert korjelző ősmaradvány, vagy más, közvetlen kormeghatározásra alkalmas adat. Közeli (Mecsek: Karolinavölgyi Formáció) és távolabbi (Bihar: Scăriţa Formáció) analógiák alapján nagyon valószínű a formáció késő-triász kora. A ladin fekvővel való szoros kapcsolat alapján korábban a karni kort valószínűsítettük (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1985, VÖRÖS

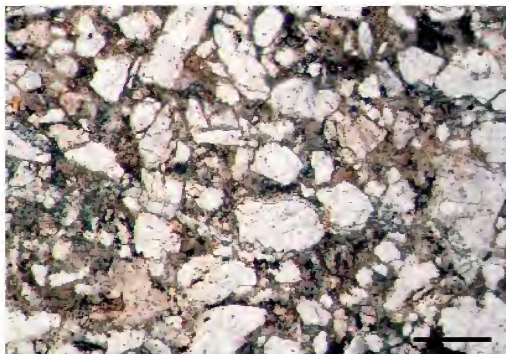
1990, 2006). Azonban elképzelhető, hogy a jelen dolgozatban a Mészhegyi Formáción belül elkülönített három tagozat (üledékciklus) három önálló, esetleg jelentős időhézaggal elválasztott üledékképződési epizódot képvisel a késő-triászon belül. BLEAHU et al. (1994, 17., 18. ábra) szintén három, elkülönült, fölfelé finomodó üledékciklust jelölt a Scăriţa Formáción belül (egy karni, egy nori és egy rhaeti korút), de a korbesorolás bizonyítása nélkül.

Somssichhegyi Formáció

A már biztosan tengeri, jura képződmények alsó tagozatának kronosztratigráfiai besorolása és értelmezése sokáig téves volt. LENZ (1872) a „klausi rétegekkel” azonosította; HOFMANN (1876) késő-dogger korúnak tartotta ezeket a csaknem faunamentesnek vélt rétegeket, melyekből csupán néhány brachiopoda volt ismert. LÓCZY IFJ. (1912, 1915) még tovább ment, és „kallovien–cornbrash”, illetve „bradfordi és cornbrash rétegek” elnevezéseket honosított meg. A dogger korbesorolás dogmaként tartotta magát az 1960-as évek végéig; egyedül NOSZKY IFJ. (1961) talált a konglomerátumos rétegekben „liász jellegű *Cardinia”* maradványokat, ezeket azonban a mecseki jellegű liász képződményekből áthalmozottnak vélte. Végül az 1969-ben előkerült gazdag ammoniteszanyag alapján AGER & CALLOMON (1971) igazolta a képződmény pliensbachi korát.

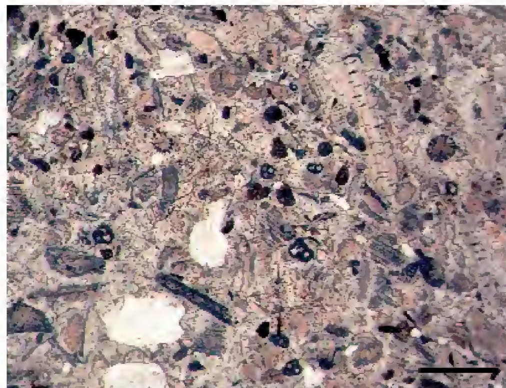
A Somssichhegyi Formációba soroljuk a Villányi-hegység alsó-jura transzgressziós összletét, mely általában konglomerátumos rétegekkel indul, és a terrigén törmelékanyag szemcseméretének és mennyiségének csökkenésével crinoideás mészkőbe, majd kovás, tűzköves mészkőbe megy át.

Litológiai jellemzés. A Somssichhegyi Formáció igen változatos kőzettípusokból áll. A templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényében a formáció a Mészhegyi Formáció zöldesszürke agyagjára éles határral települ (*10., 19. ábra*). Legalsó rétege egy okkersárga, laza homokkő, amit nagyon kemény, sárgásszürke, meszes kötőanyagú, középszemű kvarchomokkő követ (*21. ábra*). Ez, egy méteren belül, csaknem tiszta, tömör crinoideás mészkőbe megy át (*22. ábra*). Ez a mészkőpad a feltáráson belül jelentős vastagságkülönbséget mutat; felső határa éles és egyenetlen.



21. ábra. A Somssichhegyi Formáció alsó, homokkőrétegének vékonycsiszolati képe, uralkodóan kvarcitszemcsékkel. Mérce = 1 mm

Figure 21. *The lower sandstone bed of the Somssichhegy Formation in thin section showing predominant quartzite grains. Scale bar = 1 mm*

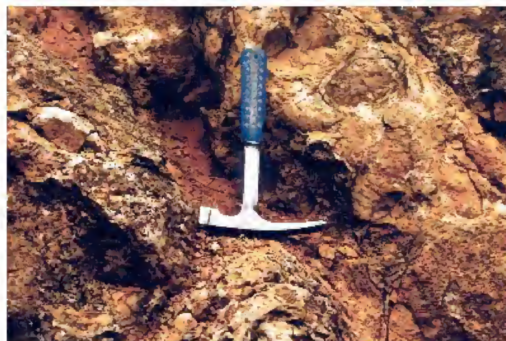


22. ábra. A Somssichhegyi Formáció alsó, crinoideás, brachiopodás, foraminiferás mészkőrétegének vékonycsiszolati képe. Mérce = 1 mm

Figure 22. *The lower crinoidal, brachiopodal, foraminiferal limestone bed of the Somssichhegy Formation in thin section. Scale bar = 1 mm*

Fölötte, a mészkő alapanyagban egyre több, (0,5–2 cm átmérőjű) kvarcit- és dolomitkavics jelentkezik, és kb. 80 cm vastagságban konglomerátum fejlődik ki. A dolomitkavicsok a mélyebb fekvőben lévő Templomhegyi Dolomitból is származhatnak, de a domináns kvarcitkavicsok származási területe kérdéses: a fekvő Mészhegyi Formáció nem tartalmaz ilyen nagy szemcseméretű törmelékanyagot. Perm vagy alsó-triász durva sziliciklasztikumokból álló, vagy kristályos aljzatú, távolabbi forrásterület valószínűsíthető.

A következő, mintegy 1 m vastagságú szakasz sárgásszürke, agyagos, homokos, kavicsos mészkőalapanyagba ágyazott konglomerátumkavicsokból és -görgetegekből áll; ugyanebben az alapanyagban nagy mészkőkavicsok is előfordulnak (*23., 24. ábra*). A terrigén törmelékanyag mennyiségének és szemcseméretének hirtelen csökkenésével 20–30 cm vastagságú sárgásszürke, bitumenes,



23. ábra. A Somssichhegyi Formáció konglomerátum és mészkőgörgetegeket tartalmazó, homokos, kavicsos mészkőrétegei, a templom-hegyi „siklóbevágás” déli végén

Figure 23. *The sandy, conglomeratic limestone beds of the Somssichhegy Formation with boulders of conglomerate and limestone, at the southern end of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy*



24. ábra. Konglomerátum anyagú görgeteg és a bezáró homokos mészkő (balra fent) határa. Somssichhegyi Formáció, a templom-hegyi „siklóbevágás" déli végén (vékonycsiszolat). Mérce = 1 mm

Figure 24. *The boundary between a conglomerate boulder and the embedding sandy limestone matrix (upper left) in thin section. Somssichhegy Formation, at the southern end of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy. Scale bar = 1 mm*

ammoniteszes, belemniteszes, brachiopodás mészkő következik. Ezek a rétegek feltűnően sok kövült uszadékfadarabot tartalmaznak. A következő, mintegy 6 m vastagságú mészkőösszlet magasabb része kékesszürkévé és tömegessé válik. A kőzetalkotó echinodermata-törmelék szemcsemérete csökken; az ammoniteszek kimaradnak, de a belemniteszek, brachiopodák és kagylók gyakoriak. A legfölső rétegekben sötétszürke, fehéren málló tűzkőgumók jelentkeznek. Ez a kovás, tűzköves jelleg még erőteljesebben mutatkozik a Somssichhegyi Formáció magasabb szintjeiben, melyek a Harsány-hegy ÉK-i lejtőjén ismertek. Itt a kovás, szivacstűs, crinoideás, mészkőrétegek közé összefüggő tűzkőrétegek iktatódnak, majd a magasabb szinteken visszatér a durvább crinoideás, molluscás kőzetjelleg.

Fáciesértelmezés. A transzgressziós településből következtethetően a formáció legalsó rétegei egészen sekélytengeri, szublitorális régióban rakódhattak le. A középső szakaszban fellépő nagy mennyiségű nekton (ammonitesz, belemnitesz) nyíltabb és mélyebb tengeri környezetet jelez. A fölső szinteken a szemcseméret csökkenése és a tűzköves jelleg erősödése a vízmélység növekedésére utal. A Somssichhegyi Formáció Templom-hegyen feltárt összlete tehát egy fölfelé mélyülő félciklust képvisel.

Település. Fekvője (ahol ismert) a felső-triász Mészhegyi Formáció, melyre enyhe szögdiszkordanciával következik. Fedője mindenütt a Villányi Formáció, mely üledékhézaggal, többnyire vasas kéreggel bevont, egyenetlen felszínre települ. A két formáció között szögeltérés nem mérhető, csak következtethető a Somssichhegyi Formáció területenként eltérő vastagságadataiból.

Elterjedés, vastagság. A Somssichhegyi Formáció elterjedése a felszínen a Villányi-hegység K-i részére szorítkozik (harsányi és villányi pikkely). Vastagsága erősen változó; a villányi Somssich-hegyen kb. 2 m, a Templom-hegyen, a „siklóbevágás" szelvényében 8 m, a templom-hegyi nagy kőfejtő keleti részén kb. 5 m, a V–5 fúrásban és a „boralagútban" kb. 1 m. A Harsány-hegyen a felszínen ismert vastagsága legalább 18 m; a „Szobros-bányában" mélyített Nh–V fúrás (MARCZEL 1975) szerint több mint 40 m.

Kor. A villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen gyűjtött gazdag ammonites fauna (AGER & CALLOMON 1971, GÉCZY 1998) a legalsó pliensbachi Jamesoni Zónát igazolja; a Nagyharsány közelében („Szobros-bánya") előkerült kagyló- és brachiopoda-fauna (SZENTE & VÖRÖS 1992) a felső-pliensbachi (doméri) alemeletre utal. A Somssich-hegyi Formáció tehát helyenként az egész pliensbachi emeletet kitölti.

Villányi Formáció

Ebbe a Formációba soroljuk a Villányi-hegység jól ismert, rendkívüli mértékben hézagos és kondenzált (kevesebb mint 1 m vastagságú), drapp-sárga-sötétvörös színű, erősen vasas és sztromatolitos, sok ammoniteszt tartalmazó középső-jura (felső-bath–callovi) mészkőrétegeit, melyeket hagyományosan „ammoniteszes pad" néven szoktak összefoglalni. A Villányi Formáción belül két rétegtani egység különíthető el; a fölső, regionálisan követhető, sztromatolitos „Templomhegyi Mészkő Tagozat"; és az alsó, lokális, homokos mészkőből álló „Altárói Rétegtag".

Litológiai jellemzés. A Villányi Formációnak általános jellemvonása a hézagosság és kondenzáció, a vas-oxidos keményfelszínek és bekérgezések és az uralkodóan ammoniteszekből álló gazdag ősmaradványegyüttes; részletes litológiai jellemzését célszerű egységenként megadni.

Az *Altárói Rétegtag* 10 cm-es, vagy ennél kisebb vastagságú, drapp-okkersárga, egynemű, homokos mészkő, sok kagylóval és ammoniteszel. Rétegszerű előfordulása a villányi Templom-hegyre, ezen belül is a „siklóbevágás" (beomlott „altáró") vonalára korlátozódik. A réteg gyorsan kiékelődik és más feltárásokban (Somssich-hegy tető, „boralagút") csupán a fekvő felületi egyenetlenségeiben, vagy feldolgozott kavicsok formájában található meg.

A *Templomhegyi Mészkő Tagozat* vastagsága nem haladja meg az 50 cm-t. Alsó szintje általában vasas (limonitos) kéreggel települ a különböző korú (középső-triász, kora-jura, vagy bath) fekvőre. Ez a 8–10 cm vastagságú, sárga, vagy sötétvörös, paleotrixes, mikrites mészkő tömeges vas-ooidot és limonitos onkoidokat tartalmaz. Az ooidok és onkoidok magjában kvarc, dolomit, vagy az Altárói Rétegtagból származó, homokos mészkő litoklasztjai találhatók. A vastartalom csökkenésével és az ammoniteszek felszaporodásával fejlődik ki a tulajdonképpeni „ammoniteszes pad". Ez a 30–40 cm vastagságú képződmény jellegzetesen háromosztatú: az alsó és felső szint paleotrixes mészkőbe ágyazódott nagy (5–10 cm) sztromatolitos onkoidokból áll, melyeknek magjában többnyire ammoniteszek, vagy belemniteszrosztrumok ülnek; a középső szint pedig kb. 5 cm vastagságú sztromatolit szőnyeg, melynek felszíne jellegzetesen poligonális. A

tagozat, kis vastagsága ellenére meglepően nagy elterjedésű: a villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen, a Harsány-hegyen és a Csukma-hegyen (Rózsa-bánya) a felszínen tanulmányozható, és a Magyarbóly–1 fúrásban is harántolták.

Fáciesértelmezés. A Villányi Formáció nagy kiterjedésű tenger alatti platón kialakult, különleges, hézagos és kondenzált üledékképződési környezetet képvisel. Az Altárói Rétegtag a kagylók paleoökológiai értékelése alapján (VÖRÖS 1972) mély szublitorális régióban rakódott le, ahová a környező területekről abráziós, vagy reziduális törmelékanyag is szállítódott. A Templomhegyi Mészkő Tagozat esetében a paleotrixes, mikrites alapanyag, a nektonikus ősmaradványcsoportok (ammonitesz, belemnitesz) dominanciája és az alárendelt mennyiségű brachiopodák és kagylók paleoökológiai értékelése (VÖRÖS 1972, 1990) nyílt- és viszonylag mélytengeri körülményekre utal. Következésképpen a sztromatolitok — RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1965) véleményétől eltérően — nem lehettek sekélytengeriek; az üledékmegkötéshez szükséges szerves bevonatokat és fonalakat nem kékeszöld algák, hanem valamilyen más, nem fényfüggő szervezetcsoport hozta létre.

Település. A Villányi Formáció nagy üledékhézaggal települ; fekvőjét igen eltérő képződmények (a középsőtriász Csukmai Formáció, illetve a Templomhegyi Dolomit Tagozat, vagy a pliensbachi Somssichhegyi Formáció) képezik. Fedője mindenütt a — kis üledékhézaggal, éles határral, de mérhető szögeltérés nélkül települő — oxfordi Szársomlyói Mészkő Formáció.

Kor. Az Altárói Rétegtag ammoniteszei késő-bath kort jeleznek (Discus Zóna: GÉCZY & GALÁCZ 1998). A Templomhegyi Mészkő Tagozat alsó szintje az alsó-callovi Macrocephalus Zónába tartozik. A fölsőbb részen az igen lassú üledékképződésből adódó „heterogén kondenzáció" rendkívül gazdag (180 faj) ammoniteszfauna felhalmozódását tette lehetővé. Ezen belül számos, egymást követő callovi horizont faunája volt kimutatható, csupán a legfölső callovi hiányzik (GÉCZY 1982, 1984).

Szársomlyói Mészkő Formáció

A Villányi-hegység mintegy 300 m vastagságú, vastagpados, többnyire fehér, vagy világosszürke mészkőösszlete, a Szársomlyói Mészkő, az oxfordi, kimmeridgei és tithon emeleteket foglalja magában. Legjobban és összefüggő módon a Harsány-hegyen van feltárva; itt a tagolását és részletes mikrofáciesvizsgálatát KASZAP (1962, 1963) végezte el . A Szársomlyói Mészkő alsó szintjei „pelágikus oolit" jellegűek: a mikrites, mikroonkoidos mészkő nagy mennyiségű planktonikus foraminiferát tartalmaz. A pelágikus jelleg fölfelé csökken, és a kimmeridgei lombardiás horizontok után egyre több sekélytengeri ősmaradvány (pl. korall) jelenik meg a tithonban. Laterális változásai és kapcsolatai is figyelemre méltóak. A Villány–Bihari-zóna keleti részén a nyílttengeri, lejtőfáciesű Szársomlyói Mészkő fokozatosan átmegy a platformjellegű Albioara Mészkőbe és a zátonyfáciesű Cornet Mészkőbe (BLEAHU et al. 1994).

A Templom-hegyen a Szársomlyói Mészkőnek csak az alsó, oxfordiba sorolható szakasza van meg. Ez a fehér, vagy világosszürke, vastagpados, egyveretű mészkő látható a templom-hegyi nagy kőfejtő déli falában, több mint 25 m vastagságban, és ez zárja a villányi Templom-hegy jura rétegsorát. A Villányi Formációra parakonform módon települő legalsó rétegeinek mikrofaunája főként „protoglobigerinák"-ból áll. A rétegsor magasabb részén mikroonkoidok jutnak uralomra ("pelágikus oolit"). Makrofaunája szegényes, néhány *Entolium* kagyló mellett néhány brachiopoda faj és kevés, meghatározhatatlan ammonitesz alkotja. A TILL (1907a) által említett ammoniteszek hollétéről nincs tudomásom.

Az oxforditól kezdődően tehát a villányi-hegységi üledékképződés jellege alapvetően megváltozott. A korábbi, kondenzált és epizodikus üledékképződést folyamatos és vastag mészkőképződés váltotta fel, a pelágikus plató fölött pedig egyre sekélyebbé váló pelágikus platform fejlődött ki.

Üledékciklusok (paraszekvenciák)

A villányi Templom-hegyen feltárt mezozoos rétegsor középső (a ladin tetejétől az oxfordi aljáig terjedő) szakaszának egybeszerkesztett rétegsorát a *25. ábra* mutatja. Ez, lényegében a „siklóbevágás" vonalát követő szelvény.

Mészhegyi Formáció

A Templomhegyi Dolomit agyagrétegekkel váltakozó pados dolomitjára települő Mészhegyi Formáción belül három határozottan elkülönülő üledékes félciklus (paraszekvencia) ismerhető fel. Mindháromra jellemző a fölfelé finomodó szemcseméret. Mindegyikük éles, eróziós határral települ és viszonylag durva, majd finomabb szemcseméretűvé váló homokkővel indul. Az 1. (kb. 2 m vastagságú) paraszekvencia — a homokkő után — tarka agyaggal folytatódik, majd agyagos, sejtes, dolomitos mészkővel zárul. A 2. (vastagabb, közel 5 m vastagságú) paraszekvencián belül a homokkövet agyagos homok, aleurolit és vékonyabb homokkőrétegek váltakozása követi, majd ezt a ciklust is tarka agyaggal váltakozó sejtes, dolomitos mészkő zárja. A 3. paraszekvencia a legvastagabb (kb. 8 m); a homokkő kezdőtagot itt agyag váltja fel, melyben lencsésen kiékelődő homokkőtestek települnek, majd egy aleurolitos szakasz után vastag agyag következik.

A Mészhegyi Formáció három paraszekvenciája egy késő-triász lokális medencében végbement folyóvízi-tavi üledékes feltöltődés három fázisát rögzíti. Az alsó homokköves tagozatok a félciklus folyóvízi kezdőtagjaiként értelmezhetők; az aleurolitos, agyagos üledékek tavi üledékeknek tekinthetők, éppúgy, mint a sejtes, dolomitos zárótagok, melyek bepárlódás hatására kialakuló calcrete-dolocrete rétegeknek minősíthetők. A paraszekvenciák felső határa éles; legfölső tagozatuk bizonyos vastagságú része valószínűleg az erózió áldozatául esett.

Somssichhegyi Formáció

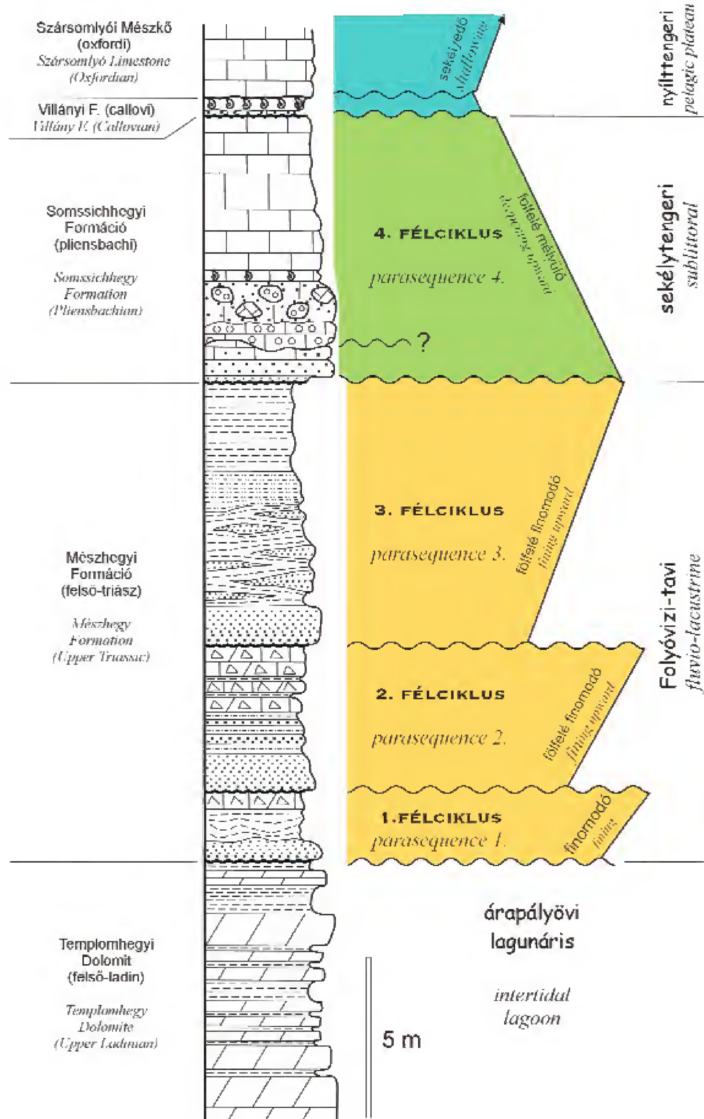
A *25. ábrán* látható szelvényben a Somssichhegyi Formáció legalsó homokkőrétegei éles, eróziós határral települnek a Mészhegyi Formáció agyagos zárótagjára. Első megközelítésben a Somssichhegyi Formáció egyetlen, fölfelé finomodó és fölfelé mélyülő félciklusként értelmezhető (4. paraszekvencia), alsó szintjein uralkodó sziliciklasztikus (részben durva törmelékes) anyaggal, ami fölfelé kimarad, és helyét mészkő, a legfelső szinteken tűzköves mészkő veszi át.

A lerakódás sekélytengeri környezetben folyt, amiről a már a legalsó 1 m-en belül megjelenő, kőzetalkotó mennyiségű echinodermata, brachiopoda és foraminifera vázanyag, továbbá a középső szintek gazdag ammoniteszfaunája tanúskodik.

Közelebbről vizsgálva a rétegsort, a 4. paraszekvencia két alciklusra bontható. A formáció legalsó, durva homokkő rétegeit 1 m-en belül csaknem tiszta (kevés kvarcszemcsét tartalmazó) biodetritális mészkő váltja fel. Ennek a mészkőpadnak a vastagsága változó; felső határa egyenetlen és éles.

Ezt a vékony alciklust követi a Somssichhegyi Formáció tulajdonképpeni fő tömege, a második alciklus, ami ismét sok sziliciklasztos anyagot tartalmaz, és durva törmelékes üledékkel (konglomerátum) indul. Följebb, az előző félciklus mészkövének áthalmozott tömbjeit is tartalmazó görgeteges rétegek is jelzik a második félciklus településének eróziós jellegét.

A második félciklus korát a középső szintből gyűjtött ammoniteszek egyértelműen a kora-pliensbachi Jamesoni Zónájában adják meg. Az első (alsó) félciklus — elvileg — ennél jóval idősebb is lehet. A részben erodált mészkőrétegből eddig nem került elő rétegtani értékű ősmaradvány. A vékonycsiszolatban látható számos foraminifera között triász alakok nincsenek, a fauna jura korúnak ítélhető (GÖRÖG Á. szóbeli közlése). Ellenkező bizonyíték híján ezt a félciklust is pliensbachi korúnak tekinthetjük, de az ősföldrajzilag kapcsolódó területek (Mecsek, Bihar) analógiája alapján, ahol az üledékképződés már a sinemuritól tengerivé válik, nem zárható ki ez a valamivel idősebb kor sem.



25. ábra. A villányi Templom-hegyen feltárt mezozoos rétegsor középső (a ladin tetejétől az oxfordi aljáig terjedő) szakaszának összevont rétegsora, a felismert üledékes félciklusokkal (paraszekvenciákkal), a fáciesértelmezés feltüntetésével

Okkersárga = folyóvízi, tavi; zöld = partközeli, sekély szublitorális; kék = nyílttengeri, mély szublitorális. További jelkulcs a 10. ábrán

Figure 25. *Composite stratigraphic column of the Mesozoic (topmost Ladinian to basal Oxfordian) series exposed on the Templom-hegy at Villány, showing the recognized sedimentary parasequences and their environmental interpretation*

Ochre = fluvial, lacustrine; green = neritic, shallow sublittoral; blue = pelagic, deep sublittoral. Further legend in Figure 10

Villányi Formáció

Ezen a nagyon vékony, kondenzált formáción belül legalább két üledékciklus különíthető el, melyek azonban a korábbiaktól nagyon nagy mértékben eltérő jellegűek, és leginkább üledékképződési epizódokként írhatók le és értelmezhetők. Ezeknek a nyílttengeri hátságon epizodikusan lerakódott üledékeknek a részletes elemzésével egy másik dolgozatban foglalkozom.

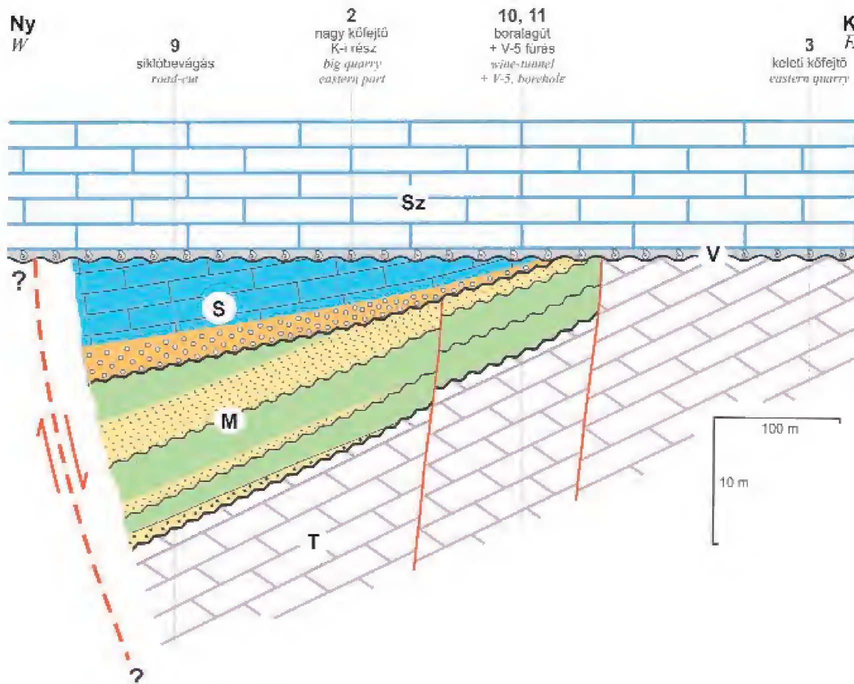
Szársomlyói Mészkő

A villányi Templom-hegy szelvényében (*25. ábra*) ennek a formációnak csak a legalsó rétegei tanulmányozhatók; ezek nyílttengeri hátságon, szublitorális környezetben végbement üledékképződésre utalnak. Azt, hogy a közel 300 m teljes vastagságú Szársomlyói Mészkő egésze fölfelé sekélyedő paraszekvenciát alkot, csak a Villányi-hegység más részein (pl. Harsány-hegy) lehet megfigyelni. A jelen dolgozatban ennek további részleteit nem elemzem.

Paleotektonikai kontroll

A terepi megfigyelések és adatok szerint a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációk vastagsága a villányi Templom-hegyen belül jelentősen változik; K-i irányban mindkettő kiékelődik. A középső- és felső-jura formációk vastagsága viszont egyenletes az egész területen. Erre az eltérésre a paleotektonikai magyarázat a legvalószínűbb: a Templomhegyi Dolomit tömege a késő-triász és a kora-jura során erőteljes töréses szerkezetalakuláson ment át; hatalmas blokkjai billenő mozgást végeztek, mielőtt a középső- és felső-jura képződmények egyenletesen lefedték volna a területet. Kézenfekvő az a feltevés is, hogy a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációkon belül felismert ciklusok (paraszekvenciák) előidézésében meghatározó szerepet játszottak az ismétlődő helyi tektonikus mozgások. Ezt a kérdéskört a villányi Templom-hegy csapásirányú elvi szelvényének megszerkesztésével közelíthetjük meg (*26. ábra*).

A villányi Templom-hegy fő tömegét adó két vastag karbonátos formáció, a Templomhegyi Dolomit és a Szársomlyói Mészkő rétegeinek átlagos dőlése jelentős



26. ábra. A villányi Templom-hegy (10-szeres túlmagasítású) csapásirányú (Ny-K) elvi szelvénye, a késő-triász-kora-jura félárok szerkezet, és a benne aszimmetrikusan lerakódott üledékes formációk feltüntetésével

A mérhető vastagságadatokat adó szelvények és megfigyelési pontok számozása a 2. ábrán láthatókkal azonos. A vetők feltételezettek. M = Mészhegyi Formáció; T = Templomhegyi Dolomit Formáció; Sz = Szársomlyói Mészkő Formáció; V = Villányi Formáció. További jelkulcs a 10. ábrán

Figure 26. *E-W-trending conceptual cross section through the Templom-hegy at Villány (vertical exaggeration ×10), showing the Late Triassic to Early Jurassic half-graben structure and the asymmetric accumulation of sediments*

The numbering of the sites of thickness measurements is identical with that in Fig. 2. Faults are speculative or inferred. M = Mészhegy Formation; T = Templomhegy Dolomite Formation; Sz = Szársomlyó Limestone Formation; V = Villány Formation. Further legend in Figure 10

mértékben eltér. A Szársomlyói Mészkő dőlésadatai alig szórnak; tíz saját mérésem átlaga 161/52° (és ez a Villányi Formációra is érvényes). Ezzel szemben a Templomhegyi Dolomit rétegein általam a felszínen mért tíz adat jelentős szórást mutat (163/61°–173/50°); az átlagdőlés 167/56°. A vasútállomási kőfejtő középső szakaszán mutatkozó 70°-ot is meghaladó dőlést, és a „borpince barlangjában” mért 180/60°-os adatot is figyelembe véve megállapítható, hogy a két nagy kőzettest dőlése és csapása közötti eltérés minimálisan 6°, de helyenként a 20°-ot is megközelíti.

A *26. ábrán* látható túlmagasított szelvény szerkesztéséhez, kiindulásképpen saját átlagdőlési adataimat használtam, melyek szerint a Templomhegyi Dolomit és a Villányi + Szársomlyói Formáció között csapásban legalább 6° eltérés adódik. Ez, 100 m távolságon mintegy 10 m különbséget jelent a Templomhegyi Dolomit teteje és a középső–felső-jura kőzettest alja között. Természetesen a dőlésadatok ilyen egyértelmű extrapolációja félrevezető lehet, ezért a szelvény szerkesztéséhez a néhány ponton mérhető, konkrét rétegvastagsági adatokat is felhasználtam. Ezek szerint a Somssichhegyi Formáció vastagsága a „siklóbevágásnál” 8 m, a nagy kőfejtő keleti részén 5 m, a „boralagút” vonalában 1,5 m; a Mészhegyi Formáció a „siklóbevágásnál” 14 m, a „boralagút” vonalában 7,5 m vastagságú, a keleti kőfejtőben pedig egyik formáció sincs meg.

A konceptuális modell jellegű szelvény (*26. ábra*) a Villányi + Szársomlyói Formációt vízszintes helyzetben mutatja, a nyugati dőlésű Templomhegyi Dolomit tagolt felszínén pedig egy nyugat felé mélyülő félárok szerkezetet rajzol ki, amit a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációk töltenek ki. A modell alapvető eleme a nyugaton lévő lisztrikus normál vető, ami a félárok szerkezet blokkjának ismétlődő forgó mozgását megszabta. Pontos helye nem ismert; valószínű, hogy nem a mai Templom-hegyen belül, hanem kissé nyugatabbra keresendő. Aktivitása a ladin után kezdődött és a középső-juráig tarthatott; a callovi képződményt már nem érintette.

A *Mészhegyi Formáción* belül elkülönített három paraszekvencia térbeli fáciesváltozásai részben spekulatív megfontolásokon alapulnak, mert sem a „boralagút”, sem a V–5 fúrás nem adott lehetőséget a „siklóbevágásihoz” hasonló részletességű megfigyelésekre. Minden esetre az valószínű, hogy a három paraszekvencia, kelet felé csökkenő vastagsággal, az egész félárokban kifejlődött. Feltűnő, hogy a V–5 fúrásban az agyagos, sejtes mészkő uralkodik, és homokköves rétegek csak a legfölső szinteken jelentkeznek. Ez azt jelenti, hogy az 1. és 2. paraszekvencia homokkő kezdőtagjai kelet felé kimaradnak, és agyagos mészkővel (calcrete, dolocrete) helyettesítődnek.

Ősföldrajzilag ez úgy értelmezhető, hogy az enyhe lejtésű, aszimmetrikus medence mélyebb részein halmozódtak fel a paraszekvenciák folyóvízi kezdőtagjai (homokkő), míg a medence nagyobb részén tavi környezet és üledékképződés uralkodott (agyag, calcrete). Miután az első paraszekvencia üledékei feltöltötték a sekély medencét, hosszabb szárazföldi időszak és üledékszünet következett. A lisztrikus vető felújulása és újabb rotációs blokkmozgás újabb aszimmetrikus medencét hozott létre, amelyet a következő paraszekvencia üledékei töltöttek fel. Újabb üledékszünet és eróziós periódus után a harmadik paraszekvencia üledékei rakódtak le, az előzőekhez hasonló eloszlást követve. A Mészhegyi Formáció paraszekvenciáinak esetében tehát a rendelkezésre álló akkomodációs teret az epizodikusan ismétlődő tektonikus mozgások szabták meg. A lokális félárok jellegű medence teljes feltöltődése jelentette egy-egy üledékes félciklus végét. Ez a folyamatsor valamikor a késő-triász során, esetleg nagy időhézagokkal elválasztott, rövid fázisokban mehetett végbe.

A Mészhegyi Formáció üledékeinek jellege éghajlati ciklusosságot mutat: homokkő (folyóvíz) › agyag (tavi környezet) › calcrete-dolocrete (bepárlódás). A hasonló késő-triász ciklusosságot a hasonló (alacsony szélességi) ősföldrajzi zónába tartozó területeken (Newark-medence: SMOOT 1991, OLSEN & KENT 1996; Germán-medence: REINHARDT & RICKEN 2000, VOLLMER et al. 2008) orbitálisan vezérelt monszun-ciklusokként értelmezték. Ezeken a területeken a nagy területű playa-tavak vízszint ingadozásaiban 20 ezer éves (precessziós), valamint 100 ezer, 413 ezer és 2 millió éves (excentricitási) ciklusokat mutattak ki. Ha a Mészhegyi Formáció ciklusai ilyen eredetűek lennének (a késő-triász időtartamát 24 millió évnek tekintve), még a leghosszabb ciklusból is 12 kellene, hogy megjelenjen. Villányban azonban csak három mutatható ki. Ezért, bár a Mészhegyi Formáció ciklusain belül felismerhető a monszun-ciklusosság, a tektonikus eredet biztosra vehető; az epizodikusan kialakult akkomodációs teret a félárok szerkezet időnkénti billenő mozgása hozta létre.

A *Somssichhegyi Formáció* (4. paraszekvencia) K-i irányú kiékelődését több ponton nyert adatok bizonyítják; erre a jelenségre már korábban is felhívtam a figyelmet (VÖRÖS 1972, 1. ábra). Az alsó, vékony alciklus eddig csak a „siklóbevágás” szelvényéből ismert; keleti irányban valószínűleg áldozatul esett a rákövetkező, második alciklust megelőző eróziónak, áthalmozott görgetegei ugyanis megjelennek a második alciklus alsó, durva törmelékes rétegeiben. A Somssichhegyi Formáció fő tömegét kitevő második alcikluson belül az alsó, durva törmelékes tagozat K-i irányban kivékonyodik (*26. ábra*). A felső, mészköves tagozat szintén nyugaton („siklóbevágás”) a legvastagabb, de ebben az esetben a vastagságkülönbséget eredményező folyamatok között a későbbi erózió hatásával is számolnunk kell.

A Somssichhegyi Formáció (4. paraszekvencia) két alciklusának lerakódása a kora-jura során, már tengeri körülmények között ment végbe. A kezdeti, partközeli, sekély szublitorális környezet később mélyebb tengerivé vált, és nagyon valószínű, hogy a pliensbachi során a villányi régió távolabbi részeit is elborította a tenger. Ehhez a paraszekvenciához kereshetnénk eusztatikus tengerszint-emelkedésből adódó kiváltó okot a vonatkozó szakirodalomban (pl. HAQ et al. 1987, HALLAM 2001), és találhatunk is a sok közül olyan csúcsot, ami a kora-pliensbachi Jamesoni Zónára esik. Esetünkben azonban az eusztatikus kontrollal

szemben a helyi tektonika volt meghatározó, hiszen a tengeri üledékképződés a pliensbachit követően nem folytatódott, annak ellenére, hogy az idézett tengerszint-görbék a jura során fokozatos emelkedést mutatnak. A *26. ábrán* látható, hogy a késő-triászban kialakult tektonikai rendszer a jura első felében is tovább működött: a félárok jellegű medenceszerkezet világosan felismerhető.

A *pliensbachitól a bathig* nincs üledékes dokumentáció a villányi területről. A bath–callovitól kezdve azonban egyértelműen bizonyítható, hogy a terület szerkezeti-ősföldrajzi fejlődése gyökeresen megváltozott. A félárok-szerkezeteket előidéző vetőmozgások megszűntek, és a Villányi-hegység egykori területe, egységesen viselkedő tenger alatti hátságként, lassú süllyedésnek indult.

Nagyszerkezeti helyzet, süllyedéstörténet

A Villányi-hegység a Tiszai nagyszerkezeti egység (más néven Tiszai-, vagy Tisia-terrénum) Villány–Bihari-zónájához tartozik (KOVÁCS et al. 2000, HAAS 2001, CSONTOS & VÖRÖS 2004, VÖRÖS & CSONTOS 2006a). A Villány–Bihari-zóna ősföldrajzi és medencefejlődési szempontból a Tiszai nagyszerkezeti egység „gerincének" tekinthető. A késő-permtől a középső-triászig nagyjából egységes Tiszai-terrénum ősföldrajzi képe a késő-triász kezdetén megbomlik: ettől kezdve, egészen a kréta közepéig, a Villány–Bihari-zóna szerkezetileg kiemelt hátságként jelentkezik a tőle északra húzódó Mecseki-, illetve délre fekvő Codru-zónák gyorsabban süllyedő és mélyebb medence területei között (VÖRÖS & CSONTOS 2006a, VÖRÖS 2006).

A középső-triász végén jelentkező másik lényeges változás a Villány–Bihari-zónát a Mecsekihez kapcsolja. Mindkét területre jellemző, hogy az egységes karbonátos rámpa a középső-triász végén kibillent blokkokra tagolódott, és a félárok jellegű medencékben a karbonátos üledékképződést keuper-jellegű terrigén törmelékes rétegek lerakódása váltotta fel. Ennek az alapvető szerkezeti–ősföldrajzi változásnak a jelentőségét NAGY E. (1969, 1971) ismerte fel, aki, kitűnően illusztrált munkáiban, a „lábai fázis" megnyilvánulásaiként értelmezte a fenti jelenség-együttest. A félárkok volumene jelentősen eltért a két területen, az üledékgyűjtő medencék szakaszosan süllyedő tektonikus félárok jellege azonban továbbra is a közös vonásuk maradt, egészen a jura közepéig.

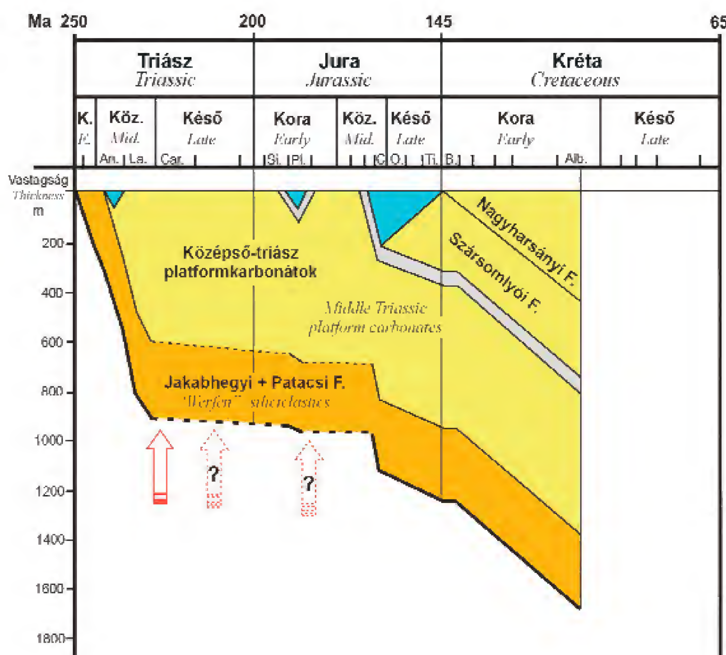
Ez a középső-triász végétől a középső-jura végéig tartó szakasz világosan kirajzolódik a Villányi-hegység mezozoos képződményeinek vastagságadatai alapján szerkesztett süllyedéstörténeti diagramon (*27. ábra*). Az első 20 millió év alatt, a kora-triász sziliciklasztos üledékek felhalmozódása és a középső-triász karbonátplatformok képződése során, a terület mintegy 900 métert süllyedt. Ezután a kéreg süllyedése — meglepő módon — szinte teljesen megállt: ebben a több mint 60 millió éves intervallumban a villányi terület nettó süllyedése átlagosan csupán 50 méter körüli. Időnként és helyenként, a billenő blokkok pozitív szárnyán jelentős kiemelkedés és erózió is végbement. Ennek példája a Rózsa-bánya (Siklós) rétegsora, ahol a callovi Villányi Formáció a középső-triász Csukmai Dolomitra települ (GALÁCZ 2007); tehát itt a feltehetően 100 méternyi vastagságú Templomhegyi Dolomit az erózió áldozata lett. A középső-jura végétől a kréta közepéig tartó (60 millió évnyi) újabb általános süllyedési periódus két szakaszra oszlik: a késő-jura tengermedence feltöltődése után, a Szársomlyói Mészkő Formáció karsztosodott felszínén kifejlődött karbonát-platform (Nagyharsányi Formáció) a süllyedéssel lépést tartva halmozódott fel az albai közepéig, amikor az aljzat teljes süllyedése megközelítette az 1700 métert.

A fenti, hosszú időtartamú, késő-triász–középső-jura „süllyedésmentes" intervallumot tekintve a villányi terület süllyedéstörténete markánsan eltér az alp–kárpáti régió túlnyomó részétől. A kora-mezozoos Tethyst övező selfek süllyedési görbéje lényegében megfelel a passzív kontinensperemek riftesedést követő süllyedési tendenciának: az intenzív kora- és középső-triász süllyedés folytatódott a késő-triászban és alig mérséklődött, egészen a késő-jura, vagy kréta kollíziókig, amikorra 6–8 km vastagságú üledék halmozódott fel (pl. Déli Alpok: WINTERER & BOSELLINI 1981; Dunántúli-középhegység: HAAS et al. 1995).

Másrészt, a villányival nagymértékben egyező jellegűek a nyugat-alpi Helvétikum süllyedési görbéi (Mürtschen, Vättis: FUNK 1985), és hasonlót szerkeszthetnénk a Briançonnais-zóna, a Magas-Tátra, vagy a Bihar-hegység egyes szelvényei alapján is. Ezek ugyanis — a helyenként jelentősen eltérő (500–2500 m) üledékvastagság ellenére — világosan mutatják a késő-triász–középső-jura süllyedésmentes intervallumot. A legtöbb triász ősföldrajzi rekonstrukció szerint ezek a területek a Tethystől távolabb, az európai self belső részén helyezkedtek el, a később felnyíló Liguri–Pennini–Vah-óceán nyomvonalától részben északra, részben délre (MICHALÍK & KOVÁČ 1982, TOLLMANN 1987, ZIEGLER 1988, DERCOURT et al. 1990, VÖRÖS 1993, HAAS et al. 1995, HAAS & PÉRÓ 2004, CSONTOS & VÖRÖS 2004, VÖRÖS & CSONTOS 2006b), melyet kevésbé érintett a passzív kontinensperemekre jellemző termális süllyedés. Ez eredményezhette a kisebb mezozoos üledékvastagságot, de a süllyedés ilyen hosszú időtartamú leállására és emelkedő mozgásokra nem ad magyarázatot.

A középső-triász végén kezdődő tektonikus esemény (lábai fázis: NAGY E. 1969, 1971) kapcsolja össze a félárkok keletkezését az általánosan süllyedő kéregmozgás inverziójával, ami a Tiszai-egység mellett az alpi térség fent említett, többé-kevésbé „cilindrikus" sávjára is jellemző. Ebben a sávban, a Tethyst övező külső selfektől eltérően, a középső-triász végétől a jura közepéig — közel 70 millió éven át — a kéreg általános süllyedése szünetelt. Ennek oka regionális kompresszió lehetett, amit egyidejű extenziós mozgások egészítettek ki. Ezt a félárok jellegű medencékkel tarkított, jórészt kiemelt területekből álló sávot — ami morfológiai szempontból a mai észak-amerikai Basin and Range provinciával állítható párhuzamba — *Paleoalpi-vonulat* névvel illethetjük.

A kompressziós feszültségteret előidézhette az ekkor végbemenő „kimmériai hegységképződés" (ŞENGÖR et al.



27. ábra. A Villányi-hegység mezozoos képződményeinek vastagságadatai alapján szerkesztett süllyedéstörténeti diagram. A geokronológiai korok GRADSTEIN et al. (2004) nyomán

A piros nyilak a bizonyított, vagy valószínűsített kiemelkedési fázisok időpontját jelzik. Kék = tengervíz; szürke = felső-triász, alsó-jura és középső-jura formációk; Ma = millió év; K. = kora; Köz. = középső; An. = anisusi; La. = ladin; Car. = karni; Si. = sinemuri; Pl. = pliensbachi; C = callovi; O. = oxfordi; Ti. = tithon; B. = berriasi; Alb. = albai

Figure 27. *Subsidence diagram constructed on the basis of thickness data of the Mesozoic formations of the Villány Mountains. Age data from* GRADSTEIN *et al. (2004)*

Red arrows mark the proved or probable times of phases of tectonic uplift. Blue = sea water; grey = Upper Triassic, Lower Jurassic and Middle Jurassic formations; Ma = million years; E. = Early; Mid. = Middle; An. = Anisian; La. = Ladinian; Car. = Carnian; Si. = Sinemurian; Pl. = Pliensbachian; C = Callovian; O. = Oxfordian; Ti. = Tithonian; B. = Berriasian; Alb. = Albian

1980, MICHALÍK & KOVÁČ 1982, ZIEGLER 1988, JUREWICZ 2005), melynek során, a Paleotethys szubdukciója révén a kimmériai kontinens Laurázsia déli peremének ütközött. Az ennek eredményeként létrejött, Irán és Anatólia vonalában igen fejlett kimmériai orogén öv azonban ŞENGÖR (1984) részletes elemzése szerint a Balkán-hegységben, vagy esetleg a Keleti-Kárpátokban elvégződött, és nem terjedt ki az alpi térség nyugati részére. A Paleoalpi-vonulat vonalában jelentkező tektonikai változások időben a kimmériai orogenezis lábai fázisához köthetők, de miután kollízióra utaló térrövidülések (gyűrődés, takaróáttolódás) nem észlelhetők, a jura közepéig tartó, lényegében állandó kompressziónak más oka lehetett.

Valószínű, hogy a Paleoalpi-vonulat vonalában fellépő kompressziót egy erőteljes balos oldaleltolódásos (strike-slip) feszültségtér eredményezte, aminek hatására, az uralkodó transzpresszió mellett, időről-időre transztenziós medencék alakulhattak ki (VÖRÖS & CSONTOS 2006b). Ez a széles és összetett zóna a globális lemezhatárokhoz kapcsolódott: a későbbi középső Atlanti-óceán vonalában nagyszabású balos eltolódási zóna volt a késő-triász és kora-jura folyamán (SWANSON 1982), ami a karni korszakban riftesedni kezdett (PIQUÉ & LAVILLE 1996, LE ROY & PIQUÉ 2001) és a maghrebi transzform zónán keresztül kapcsolódott az alpi területekhez (TRÜMPY 1988, ZIEGLER 1988), tehát a Paleoalpi-vonulathoz is. A transzpressziós feszültségtér fennmaradt még akkor is, amikor a középső Atlanti-óceán kinyílása elkezdődött (toarci–aaleni: HALLAM 1975, STAMPFLI & BOREL 2002). Az ennek folyományaként az alpi területeken kialakult Liguri–Pennini óceáni sáv még kevéssé érintette a Paleoalpi-vonulatot; a transzpresszió folytatódott a középső-jura végéig, amikor egy újabb riftesedés mentén a Valaisi–Magura óceáni sáv jelent meg a korábbi strike-slip zónák helyén. Ezáltal a Paleoalpi-vonulat területe szétdarabolódott: a Helvétikum az európai selfen maradt, a Briançonnais, a Tátrai és a Tiszai (Villány–Bihari) területek pedig önálló mikrokontinensek részeivé váltak (CSONTOS & VÖRÖS 2004, HAAS & PÉRÓ 2004, JUREWICZ 2005, VÖRÖS & CSONTOS 2006b). Ettől kezdve, a késő-jurában, a Paleoalpi-vonulat részterületeinek (Briançonnais, középső Penninikum, Czorsztyn-hátság, Magas-Tátra, Villány–Bihari-zóna) süllyedési rátája újból fölvette a passzív kontinens-

peremekre jellemző értéket, de viszonylagos kiemelt helyzetüket megtartották, mert a Tethyst övező selfeket érintő folyamatos kéreg-kivékonyodás ezeken a hátság jellegű területeken közel 70 millió éves késleltetést szenvedett.

Egy ilyen hátságon rakódott le a villányi Templom-hegy rendkívül hézagos mezozoos rétegsora, melynek — késleltetett, de talán nem jóvátehetetlenül megkésett — értékelése erről a közel 70 millió évről nyújt híradást.

Köszönetnyilvánítás

Első helyen GÉCZY Barnabásnak mondok köszönetet. Ő indított el, és irányította kezdő lépéseimet a villányi jura kutatásában; egyetemi szakdolgozatom és doktori értekezésem nem készült volna el hathatós segítsége nélkül. Munkámat később is figyelemmel kísérte és ösztönözte.

Villányi földtani és őslénytani kutatásaimban — különösen a kezdeti időkben — GALÁCZ András volt állandó és nélkülözhetetlen társam; a közös terepmunka és az együttgondolkodás mindig élményszerű és termékenyítő volt.

Egyetemi oktatóim közül különösen KASZAP Andrástól, a villányi téma korábbi kutatójától és kiváló ismerőjétől, és ORAVECZ Jánostól kaptam sok segítséget és hasznos tanácsokat.

Különös köszönettel tartozom — a korán elhunyt — SZABÓ Péternek, aki szakdolgozati munkám során határtalan lelkesedéssel támogatott és minden rendelkezésre álló villányi adatát átadta. Ezt a nagylelkűséget csak évtizedek múltán tudtam igazán felbecsülni, belegondolván, hogy SZABÓ Péter tíz évvel előttem ugyanott, a villányi Templom-hegyen készítette földtani szakdolgozatát, és belegondolván, hogy én, hasonló helyzetben aligha lettem volna képes egy ugyanilyen önzetlen gesztusra.

Derek AGER, John CALLOMON, Hugh TORRENS és Nicol MORTON brit professzorok sokat segítettek a hézagos jura rétegsor kőzetjellegeinek felismerésében.

NAGY Elemér figyelemmel kísérte és támogatta munkálkodásomat; neki köszönhetem, hogy az elsők között lehettem, akik még üde állapotában láthatták az 1979-ben letakarított templom-hegyi „siklóbevágási" szelvényt.

BUDAI Tamás adattári források felkutatásával, PÁLFY József és SZENTE István szakirodalmi adatokkal és hasznos tanácsokkal segítette munkámat.

A villányi mezozoos fejlődéstörténet tágabb ősföldrajzi keretbe helyezését nagyban elősegítette a Krzysztof BIRKENMAJER, Sever BORDEA, Gheorghe MANTEA, Jozef MICHALÍK, Jozef PEVNÝ, valamint BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza, CSONTOS László, GALÁCZ András, HAAS János, HORVÁTH Ferenc, KÁZMÉR Miklós, PÉRÓ Csaba, RÁLISCHNÉ FELGENHAUER Erzsébet és TÖRÖK Ákos kollégákkal végzett számos közös terepbejárás és konzultáció.

Végezetül RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., GALÁCZ A. és KONRÁD Gy. lektoroknak mondok köszönetet fáradságos munkájukért és értékes tanácsaikért.

Irodalom — References

AGER, D. V. & CALLOMON, J. H. 1971: On the Liassic age of the "Bathonian" of Villány (Baranya). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica,* **14,** 5–16.

AL-JUBOURY, A. 2007: Petrography and major element geochemistry of Late Triassic Carpathian Keuper sandstones: Implications for provenance. — *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre* **29,** 1–14.

ARKELL, W. J. 1956: *Jurassic Geology of the World.* — Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 806 p.

BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4,** 261–282.

BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleo-stress field in the Mecsek–Villány mountains (Hungary): correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 81–100.

BLEAHU, M., BORDEA, S., PANIN, S., ŞTEFĂNESCU, M., SIKIĆ, K., HAAS, J., KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS., BÉRCZI-MAKK, A., KONRÁD, GY., NAGY, E., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & TÖRÖK, Á. 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. — *Acta Geologica Hungarica* **37/3–4,** 187–234.

BOHN P. (szerk.) 1984: *Magyarország mélyfúrási alapadatai. Retrospektív sorozat, 3 (1866–1973)* — MÁFI, Budapest, 606 p.

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon Formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25,** 1–209.

CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.

CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357,** 81–102.

CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210,** 1–56.

DERCOURT, J., RICOU, L. E., ADAMIA, S., CSÁSZÁR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SĂNDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOUMATCHENKO, P. 1990: *Northern Margin of Tethys. Paleogeographical Maps.* — Geologický Ústav Dionyza Štúra, Bratislava.

FUNK, H. 1985: Mezozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. — *Eclogae geologicae Helvetiae* **78/2,** 249–272.

FÜLÖP, J. 1966: Les formations crétacées de la Montagne de Villány. — *Geologica Hungarica series Geologica* **15,** 1–131.

GALÁCZ, A. 2007: Siklós (Máriagyűd), Rózsabánya. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Ősléntani kirándulások Magyarországon és Erdélyben [Palaeontological excursions in Hungary and Transylvania].* — Hantken Kiadó, Budapest, 160–162.

GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1969: Belemnite fauna of the ammonite-rich Callovian bed at Villány, South Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **12** (1968), 117–139.

GÉCZY, B. 1971: L'âge du banc à ammonites de Villány. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **54/2,** 465–469.
GÉCZY B. 1982: A villányi jura ammoniteszek (Les Ammonites jurassiques de Villány). — *Földtani Közlöny* **112,** 363–371. (In Hungarian with French abstract)
GÉCZY, B. 1984: The Jurassic ammonites of Villány. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **24** (1982), 189–198.
GÉCZY, B. 1998: Lower Pliensbachian ammonites of Villány (Hungary). — *Hantkeniana* **2,** 5–47.
GÉCZY, B. & GALÁCZ, A. 1998: Bathonian ammonites from the classic Middle Jurassic locality of Villány, South Hungary. — *Revue de Paléobiologie* **17/2,** 479–511.
GÉCZY B. & GALÁCZ A. 1999: Bath ammoniteszek Villányból (Bathonische Ammoniten aus Villány, Südungarn). — *Földtani Közlöny* **129/2,** 191–211. (In Hungarian with German abstract)
GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. 2004: *A Geological Time Scale.* — Cambridge University Press, 589 p.
HAAS J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász.* — MÁFI, Budapest, 278 p.
HAAS, J. (ed.) 2001: *Geology of Hungary.* — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
HAAS J. (szerk.) 2004: *Magyarország geológiája, Triász.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
HAAS, J., KOVÁCS, S. & TÖRÖK, Á. 1995: Early Alpine shelf evolution in the Hungarian segments of the Tethys margin. — *Acta Geologica Hungarica,* **38/2,** 95–110.
HAAS, J. & PÉRÓ, CS. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93,** 297–313.
HALLAM, A. 1975: *Jurassic Environments.* — Cambridge University Press, 269 p.
HALLAM, A. 2001: A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167/1–2,** 23–37.
HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). — *Science* **235,** 1156–1167.
HOFFMANN, K. 1876: Mittheilungen der Geologen der k. ungar. geologischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten in den Jahren 1874 und 1875, b). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1876/1), 22–24.
JUREWICZ, E. 2005: Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. — *Acta Geologica Polonica* **55/3,** 295–338.
KASZAP A. 1958: Dogger rétegek újabb feltárása a Villányi hegységben. — *Földtani Közlöny* **88/1,** 119–121.
KASZAP A. 1959: Dogger rétegek a Villányi-hegységben. — *Földtani Közlöny* **89/2,** 262–269.
KASZAP A. 1961: Bath–kallóvi rétegek a Villányi-hegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2,** 523–527.
KASZAP A. 1962: A Villányi-hegység malm rétegeinek mikrofácies-vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **92/1,** 61–68.
KASZAP, A. 1963: Investigations on the microfacies of the Malm beds of the Villány Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **6,** 47–57.
KOTAŃSKI, Z. J. 1956: O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. — *Acta Geologica Polonica* **6/3,** 273–286.
KOTAŃSKI, Z. J. 1959: Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — *Acta Geologica Polonica* **9/2,** 113–145.
KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G. & NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* **43/3,** 225–328.
KORMOS T. 1917: A Villányi hegység preglaciális képződményei és faunájuk. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról,* 399–415.
KORMOS T. 1937: A Villányi hegység felsőpliocénkori csont brecciáinak földtani viszonyai és a lelőhelyek története. Zur Geschichte und Geologie der oberpliocänen Knochenbrezzien des Villányer Gebirges. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **56/3,** 1061–1100.
LENZ, O. 1872: Aus dem Baranyer Comitat. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1872), 290–294.
LE ROY, P. & PIQUÉ, A. 2001: Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to Central Atlantic opening. — *Marine Geology* **172/3–4,** 359–381.
LÓCZY L. ifj. 1912: A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Die geologische Verhältnisse der Villányer und Báner Gebirge. — *Földtani Közlöny* **42,** 672–695, 781–807.
LÓCZY L. ifj. 1913: Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről,* 171–182.
LÓCZY, L. ifj. 1915: Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. — *Geologica Hungarica* **1/3–4,** 255–502.
LÓCZY L. 1945: Igazgatói jelentés a m. Kir. Földtani Intézet 1943. évi működéséről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1943-ról,* 1–45.
LŐRENTHEY I. 1907: Vannak-e juraidőszaki rétegek Budapesten? — *Földtani Közlöny* **37,** 359–368.
MARCZEL F. (szerk.) 1975: *Magyarország mélyfúrási alapadatai (1971)* — MÁFI, Budapest, 550 p.
MICHALÍK, J. & KOVÁČ, M., 1982: On some problems of palinspastic reconstructions and Ceno-Mesozoic paleogeographial development of the Western Carpathians. — *Geologický Zborník, Geologica Carpathica* **33/4,** 481–507.
NAGY E. 1969: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan (Unterlias-Kohlenserie des Mecsek-Gebirges. Geologie). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/2,** 1–970.
NAGY E. 1971: A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődése szempontjából (Significance of the Laban phase in view of the structural development of Transdanubia). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről,* 583–586.
NAGY, E. & NAGY, I. 1976: Triasbildungen des Villányer Gebirges. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17,** 113–227.
NOSZKY J. 1961: Magyarország júra képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2,** 375–392.

OLSEN, P. E. & KENT, D. V. 1996: Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **122,** 1–26.

PÁLFY M. 1901: Geologiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. — *Földtani Közlöny* **31,** 150–155.

PÁLFY, M. 1907a: Bemerkungen zu Herrn Tills Mitteilung: „Der fossilführende Dogger von Villány". — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 131–134.

PÁLFY, M. 1907b: Erwiderung auf Herrn Tills Entgegnung. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 360–364.

PETERS, K. F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften* **46,** 1–53.

PETRIK A. B. 2009: A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 217–236.

PIQUÉ, A. & LAVILLE, E. 1996: The Central Atlantic rifting: reactivation of Palaeozoic structures? — *Journal of Geodynamics* **21/3,** 235–255.

RADWAŃSKI, A. & SZULCZEWSKI, A. 1965: Stromatolitok a Villányi-hegység jura rétegeiben. — *Földtani Közlöny* **95/4,** 418–422.

RADWAŃSKI, A. & SZULCZEWSKI, A. 1966: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **9** (1965), 87–107.

RAKUSZ GY. & STRAUSZ L. 1953: A Villányi-hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **41/2,** 1–43.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1985: *Villányi-hegység, Villány, Templomhegyi siklóbevágás (Villány Mountains, Villány, Sikló-cut of Templomhegy).* — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1987: *Villányi-hegység, Villány, Templom-hegyi alsó kőfejtő (Lower quarry of Templom-hegy, Villány, Villány Mountains).* — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.

REINHARDT, L. & RICKEN, W. 2000: The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161,** 205–227.

RÓNAKI L. 2000: *A Villányi-hegység és a Beremendi-rög barlangjai.* — Beremend, 118 p.

SCHAFARZIK F. 1904: *A Magyar Korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése.* — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 413 p.

ŞENGÖR, A. M. C., 1984: The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. — *Geological Society of America, Special Paper,* **195,** 1–82.

ŞENGÖR, A. M. C., YILMAZ, Y. & KETIN, I.. 1980: Remnants of a pre–Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? — *Geological Society of America, Bulletin* **91/10,** 599–609.

SMOOT, J. P. 1991: Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **84,** 369–423.

STAMPFLI, G. & BOREL, G., 2002: A plate-tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. — *Earth and Planetary Science Letters* **196,** 17–33.

STRAUSZ L. 1952: A Dunántúl délkeleti részének földtani felépítése. — *Földrajzi Értesítő* **1/2,** 219–236.

SWANSON, M. T. 1982: Preliminary model for an early transform history in central Atlantic rifting. — *Geology* **10,** 317–320.

SZENTE I. & VÖRÖS A. 1992. A Pliensbachian (Early Jurassic) bivalve faunula from the Harsány-hegy: first record of the Domerian substage from the Villány Hills (Southern Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15,** 95–104.

TILL, A. 1906: Der fossilführende Dogger von Villány (Südungarn). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1906), 365–368.

TILL, A. 1907a: Zur Ammonitenfauna von Villány (Südungarn). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 121–129.

TILL, A. 1907b: Herrn Dr. M. v. Pálfy zur Entgegnung bezüglich Villány. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 246–250.

TILL, A. 1909: Neues Material zur Ammonitenfauna des Kelloway von Villány. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1909), 191–195.

TILL, A. 1910–1911: Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn). — *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich–Ungarns und des Orients* **23,** 175–199, 251–272 (1910); **24,** 1–49 (1911).

TOLLMANN, A. 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **80,** 47–113.

TÖRÖK, Á. 1998: A Mecsek–Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. pp. 253–279. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* MOL Rt., MÁFI, Budapest, 517 p.

TRÜMPY, R. 1988: A possible Jurassic–Cretaeous transform system in the Alps and the Carpathians. — *Geological Society of America, Special Paper* **218,** 93–109.

VADÁSZ E. 1953: *Magyarország földtana.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 401 p.

VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.

VOLLMER, T., RICKEN, W., WEBER, M., TOUGIANNIDIS, N., RÖHLING, H.-G., & HAMBACH, U. 2008: Orbital control on Upper Triassic Playa cycles of the Steinmergel-Keuper (Norian): A new concept for ancient playa cycle. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **267,** 1–16.

VÖRÖS, A. 1971: Lower and Middle Jurassic bivalves of the Villány Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **14,** 167–208.

VÖRÖS A. 1972: A Villányi hegység alsó és középső júra képződményeinek üledékföldtani vizsgálata (Lower and Middle Jurassic formations of the Villány Mountains). — *Földtani Közlöny* **102/1,** 12–28. (In Hungarian with English abstract)

VÖRÖS A. 1990: *Villányi-hegység, Villány, Templom-hegy, felső-kőfejtő (Villány Mountains, Villány, Templom Hill, upper quarry).* — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.

VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100,** 125–145.

VÖRÖS, A. 2006: Facies analysis and structural evolution [of the] Tisza terrane. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCZ, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics.* — Geologica Pannonica Special Publication 1, 425–431, Hantken Press, Budapest, 624 p.

VÖRÖS, A. & CSONTOS, L. 2006a: Mesozoic stratigraphy of the Tisza terrane. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCZ, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics.* — Geologica Pannonica Special Publication 1, 84–118, Hantken Press, Budapest, 624 p.

VÖRÖS, A. & CSONTOS, L. 2006b: Palinspastic reconstruction. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCZ, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic–Cenozoic stratigraphy and tectonics.* — Geologica Pannonica Special Publication 1, 477–501, Hantken Press, Budapest, 624 p.

VÖRÖS A. & KORDOS L. 2007: Villány, Templom-hegy. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben [Palaeontological excursions in Hungary and Transylvania].* — Hantken Kiadó, Budapest, pp. 162–171.

WINTERER E. L. & BOSELLINI A. 1981: Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). — *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **65,** 394–421.

ZIEGLER, P. 1988: Evolution of the Arctic–North Atlantic and the Western Tethys. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **43,** Tulsa, Oklahoma, 198 p.

Kézirat beérkezett: 2009. 11. 04.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/1, 31–48., Budapest, 2010

A Miskolc–7, Miskolc–8 és Nyékládháza–1 fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel

LUKÁCS Réka[1], HARANGI Szabolcs[1], RADÓCZ Gyula[2], KÁDÁR Marianna[1], PÉCSKAY Zoltán[3], Theodoros NTAFLOS[4]

[1]ELTE Földrajz és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: lrekuska@freemail.hu
[2] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.
[3] MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, H–4026 Debrecen, Bem tér 18.
[4]Institute of Lithosphere Sciences, University of Vienna, Althan str. 14, A–1090, Vienna, Austria

The Miocene pyroclastic rocks of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 and their correlation with the ignimbrites of Bükkalja

Abstract

The nearly continuous drilling cores of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 provide a unique opportunity to investigate the nature of the thick Miocene volcanic formations present in the boreholes. The large number of volcanic layers implies there was repeated, intense volcanic activity from 19 Ma to 12 Ma. This work focuses on the volcanological, petrologic, geochemical and geochronological characterization of the thickest volcanic units. Most of the pyroclastic products were formed during the course of deposition from pumiceous pyroclastic flows under subaerial conditions, and therefore they are ignimbrites. The 18–19 Ma-old non-welded to welded ignimbrite shows many features similar to the pumiceous pyroclastic deposits which occurred over a wide area in the northern Pannonian Basin beneath the Ottnangian–Karpathian coal-bearing sequence. The large thickness (>140 metres) in the studied boreholes indicates an eruption of significant magnitude, possibly accompanied with the formation of a caldera or repeated explosive eruptions in the proximity of the area of the boreholes. The borehole Nyékládháza–1 revealed a 250 metre-thick volcanic suite above the coal-bearing sedimentary series. The data indicate a large temporal difference (ca. 3 Myr) between the lower and upper portion of this sequence! The respective volcanological nature and composition of the phenocrysts of the lower, 15–16 Ma-old ignimbrite are different from those characterize the ignimbrites of the middle volcanic suite of the Bükkalja. Therefore, an eruption of compositionally different silicic magmas could have occurred almost contemporaneously in the northern Pannonian Basin during the Middle Miocene. In contrast, the 12–13 Ma-old ignimbrite found in the upper part of this thick volcanic sequence can be unambiguously correlated with the Harsány ignimbrite unit from the eastern part of the Bükkalja. The results obtained strongly suggest that the well-defined regional volcanic key-horizons in the Pannonian Basin should be revised. In contrast earlier suppositions, the present study emphasizes repeated volcanic eruptions throughout the Miocene and additionally, compositionally different magmas could have erupted frequently and contemporaneously, even in spatially restricted areas.

Keywords: ignimbrite, geochemistry, volcanology, correlation, Bükkalja, Hungary

Összefoglalás

A Bükkaljától keletre kijelölt Miskolc M–7 és M–8, valamint Nyékládháza Nya–1jelű kutatófúrások közel teljes magvétellel mélyültek, ezért lehetőséget adnak többek között a nagy vastagságban harántolt vulkáni képződmények különböző szempontú vizsgálatára. A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetréteget tárnak fel, ami ismétlődő és intenzív vulkáni működésre utal. E munkában négy jelentős vastagságú piroklasztitegység vulkanológiai, kőzettani és geokémiai, valamint geokronológiai vizsgálati eredményeit mutatjuk be, de kitérünk a többi vulkáni réteg rövid értelmezésére is. A vulkáni képződmények nagyobb része horzsaköves piroklasztárból szárazföldi körülmények között ülepedett le, azaz ignimbrit. Mindhárom fúrásban megjelenik a Pannon-medence északi részén több helyen előbukkanó, a kárpáti–ottnangi korúnak tartott kőszéntelepes összlet alatti riolit összetételű horzsaköves piroklasztár-üledék. A nagy vastagságú (>140 méter) képződmény 18–19 millió éve történt heves (VEI=6–7), valószínűleg kalderaformáló robbanásos kitörésre, vagy ugyanabban az időben zajlott, egymást szorosan követő kitörésekre utal, aminek képződménye jelentős területet fedett be. A kitörési központ feltehetően közel lehetett a fúrások mai helyéhez. A Nyékládháza Nya–1 fúrás a kőszenes üledékes összlet felett közel 250 méter vastagságban tárt fel vulkáni törmelékes kőzetsorozatot, aminek alsó és felső része között azonban eredményeink alapján 3 millió év időkülönbség van! Az alsó, 15–16 millió éves ignimbritegység, vulkanológiai megjelenése és fenokristályainak kémiai összetétele alapján, nem korrelálható a Bükkalja hasonló korú, középső vulkáni szintbe tartozó kőzeteivel. Az erre diszkordánsan települő 12–13 millió éves

ignimbritek azonban jó hasonlóságot mutatnak a Bükkalja keleti részén azonosított harsányi ignimbrit egységgel. A kitörési központok feltehetően a Bükkaljától keletre lehettek. Kutatási eredményeink rámutatnak arra, hogy a Pannon-medencében nem beszélhetünk jól meghatározott korokhoz kapcsolódó, regionális elterjedésű, egyedi vulkáni vezérszintekről. A riolitos magmák robbanásos kitörései térben és időben ismétlődőek voltak, sok esetben különböző összetételű magmák törtek egyidőben a felszínre.

Tárgyszavak: ignimbrit, geokémia, vulkanológia, korreláció, Bükkalja

Bevezetés

A Pannon-medence miocén rétegtanában kiemelkedő fontosságúak a vulkáni eredetű vezérszintek, azaz a nagy területi elterjedésű szilíciumgazdag vulkáni üledékes kőzetek. Ezek a képződmények nagy erejű robbanásos vulkáni kitöréssel keletkeztek és akár több száz, esetenként több ezer négyzetkilométer nagyságú területet fedtek be. Az összesült és összesülést nem mutató, horzsakőgazdag piroklasztár-üledékek (ignimbritek), valamint a hozzájuk kapcsolódó szórt piroklasztitrétegek felszínen elsősorban a Pannon-medence északi–északkeleti részén bukkannak elő (NOSZKY 1912, PANTÓ 1962, VARGA 1981, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005). Településük, valamint K-Ar radiometrikus koradatok alapján ezeket hagyományosan három, jól elkülönülő szintbe sorolják (NOSZKY 1936, SCHRÉTER 1950, HÁMOR et al. 1980, HÁMOR 1985, RAVASZ 1987, PÓKA 1988): alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció; 19,6±1,4 M év), középső riolittufa (Tari Dácittufa Formáció; 16,4±0,8 M év), felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció; 13,7±0,8 M év). Ezen felül, a csereháti Alsóvadász–1 fúrás szarmata–pannóniai rétegsor határán RADÓCZ (1969) elkülönített egy korapannóniai korú ún. „legfelső riolittufa" egységet (Csereháti Vulkanit Formáció — CSÁSZÁR & HAAS 1983, később Csereháti Riolittufa Formáció — JÁMBOR 1996), valamint az eggenburgi emeletbe definiáltak egy ún. „legasló riolittufa szintet" is, ami Istenmezejei Riolittufa Formációként jelent meg GYALOG & BUDAI (2004) litosztratigráfiai összesítésében.

A vulkáni szintek elkülönítésében, illetve korrelációjában lényeges annak definiálása, hogy egy adott egység mit is jelent. A litosztratigráfiai osztályozásban különböző szempontok érvényesülhetnek a vulkáni képződmények besorolása során, ami figyelembe veszi a vulkáni működés sajátságait (formáció, litoszom, szinthem; DE RITA et al. 2000, 2004; BRANCA et al. 2004). A vulkanológiai korrelációban a litológiai tulajdonságoknak és a genetikai értelmezésnek van nagy szerepe (FISHER & SCHMINCKE 1984). Lényeges továbbá az is, hogy az eltérő korrelációs eszközök alkalmazása (pl. vulkanológiai, kőzettani, paleomágneses, geokronológiai, geokémiai eszközök) is okozhat besorolásbeli különbségeket. A különböző szempontú besorolások egymáshoz illesztése legalább annyi problémát okoz, mint maguknak a vulkáni képződményeknek az egymástól elszakadt, mozaikszerű előbukkanása.

Mivel a hazai szakirodalomban a vulkáni egységek nevezéktanára még nincs általánosan elfogadott iránymutatás, ezért e munkában genetikai, litológiai és geokronológiai értelemben általánosan használjuk az egység fogalmát. Az alapvetően paleomágneses adatok (MÁRTON & PÉCSKAY 1998) alapján elkülönített vulkáni kőzetsorozatokat alsó-, középső- és felső egységnek nevezzük (ez megegyezik a SZAKÁCS et al. 1998 által definiált alsó, középső és felső tufakomplexumoknak). Ez a vulkáni kőzetek litosztratigráfiai tagolásában leginkább a litoszom besorolásnak felelhet meg. Ezen belül, a kőzettani és vulkanológiai jellemzők alapján további egységek különíthetők el, mint például az egy azonosított vulkáni kitöréshez tartozó vulkáni képződmények. Ezek megfelelhetnek a litosztratigráfiai osztályozásban a formáció tagolásnak. Ide tartozik például a LUKÁCS et al. (2007) által definiált harsányi ignimbrit egység (ez lehet a Harsányi Ignimbrit Formáció). A jelen munkában a hasonló elv alapján definiált vulkáni egységeket nagy betűvel (A, B, C1 és C2; ezek szintén formáció szintű litosztratigráfiai egységek lehetnek), a csak érintőlegesen tárgyalt további vulkáni egységeket pedig kis betűvel jelöljük. A szövegben említett formáció nevek (pl. Tari Dácittufa Formáció, Harsányi Riolittufa Formáció) GYALOG & BUDAI (2004) összesítő munkájához igazodnak és nem feltétlenül tükrözik a jelen munka szerzőinek véleményét.

A miocén vulkáni képződmények vizsgálatát megnehezíti az is, hogy jelentős részük a vulkáni működést követő posztrift süllyedés következtében fiatal üledékekkel fedett, azaz csak fúrások segítségével tanulmányozható. A felszínen a legteljesebb, mintegy 8 millió évet átfogó vulkáni rétegsor a Bükk déli előterében (Bükkalja) bukkan elő (SCHRÉTER 1939, 1950; PANTÓ 1963; BALOGH 1964; VARGA 1981; CAPACCIONI et al. 1995; MÁRTON & PÉCSKAY 1998; PÓKA et al. 1998; SZAKÁCS et al. 1998; HARANGI et al. 2005; PENTELÉNYI 2002, 2005; RADÓCZ & GYARMATI 2005; LUKÁCS et al. 2007), ami kulcsfontosságúvá teszi e terület részletes kutatását. A vulkáni képződmények azonban itt is elszórtan jelennek meg, a feltárások az egykori rétegsoroknak csak töredékét mutatják és legtöbbször hiányoznak a kőzetkontaktusok, valamint a faunával definiált üledékes mellékkőzetek. Az eddigi besorolások paleomágneses és geokronológiai (MÁRTON & PÉCSKAY 1998, MÁRTON et al. 2007), vulkanológiai (SZAKÁCS et al. 1998), kőzettani és geokémiai (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007), illetve földtani térképezési (BALOGH 1964, PENTELÉNYI 2002, 2005) adatok alapján történtek. A korrelációs vizsgálatban kiemelkedő jelentőségűek lehetnek azok a kutatófúrások, amelyek teljes magfúrással készültek. Ide tartoznak többek között a Bükkalja keleti peremén mélyült Miskolc–7 és –8, valamint a Nyékládháza–1 fúrások. Az alábbiakban részletes vulkanológiai, kőzettani, geokémiai és geokronológiai ismertetést adunk az említett három fúrás vulkáni képződményeiről, ezen belül elsősorban a legvastagabb vulkáni egységekről, valamint megkíséreljük párhuzamosításukat a Bükkalja felszínen előforduló kőzeteivel.

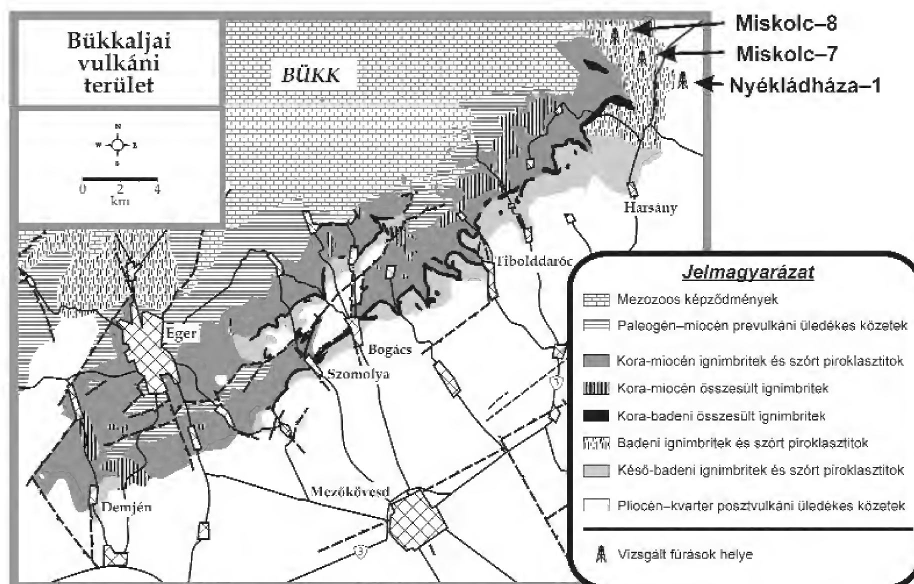
A vizsgált kutatófúrások célja

A Bükkalja keleti peremén, Miskolctól délre 1986-ban három előkutató fúrást végeztek: Miskolc–8 (M–8), Miskolc–7 (M–7) és Nyékládháza–1 (Nya–1; *1. ábra*). Bár a fúrások célja elsősorban az ottnangi–kárpáti barnakőszén-telepek kimutatása volt a területen, ezek mellett fontos mélyföldtani-rétegtani információkat is vártak a fúrásokból. A terület ugyanis köztes helyzetben van az üledékes rétegek nélkül nehezen tagolható bükkaljai miocén vulkanitok és a borsodi miocén barnakőszén-medence vulkanitokkal tagolt üledékes összlete között (RADÓCZ 1989). A szerkezetileg a Bükki-egységhez tartozó területet ÉK–DNy-i csapásirányú, délkeleti dőlésű vetős szerkezetek tagolják, ezért a mezozoos alaphegység délkelet felé, a medence irányába haladva egyre mélyebb helyzetbe lezökkenve található, a fedőjében diszkordánsan települő paleogén és annál fiatalabb képződményekkel.

A fúrások mindhárom esetben a teljes szakaszon folyamatos magfúrással mélyültek közel 90%-os magkihozatallal. Az M–8 fúrás talpmélysége 571 m, az M–7 jelűé 440 m, az Nya–1 jelű fúrás hossza pedig 600 méter. A fúrási anyagvizsgálati eredményekről összefoglaló jelentés is készült (RADÓCZ 1989), PENTELÉNYI (2005) pedig publikált egy földtani szelvényt a három fúrás mentén.

A Bükkalja vulkáni képződményeinek rövid ismertetése

A bükkaljai vulkáni területen (BVT) található miocén vulkáni törmelékes kőzeteket három fő egységbe sorolták paleomágneses, terepi és petrográfiai megfigyelések alapján: alsó, középső és felső egységek (BALOGH 1964, SZAKÁCS et al. 1998; 1. ábra). Ezek a kőzetegységek a litosztratigráfiai osztályozásban a Gyulakeszi Riolittufa, Tari Dácittufa és Harsányi Riolittufa Formáció neveket kapták (PENTELÉNYI 2005). Az egységek kor szerinti besorolását MÁRTON & PÉCSKAY (1998) K-Ar radiometrikus koradatok és paleomágneses forgási adatok alapján határozták meg és ezeket a Pannon-medence alsó, középső és felső riolittufa szintjeivel korrelálták. A bükkaljai vulkáni területenen az alsó egység kora 21–18,5 millió év, a középsőé 17,5–16 millió év, a felsőé pedig 14,5–13,5 millió év közé esett. A felső egységen belül petrográfiai és geokémiai adatok alapján PÓKA et al. (1998) és LUKÁCS et al. (2007) két, genetikailag különböző egységet különített el: a demjéni ignimbrit egységet (FTK-NY) és a harsányi ignimbrit egységet (HIE). A földtani térképezés eredményeként PELIKÁN & BUDAI (2005) egy új formációt is leírtak a Bükkalja nyugati részén Felnémeti Riolittufa Formáció néven, amelyet a térképen (LESS et al. 2002) a középső-miocénbe (badeni–szarmata) soroltak. Ezzel markánsan elkülönítették az általuk némileg idősebbnek vélt Tari Dácittufa Formációtól. Megjegyzik azonban, hogy később ez a formáció összevonható lehet a Harsányi Riolittufa Formációval.

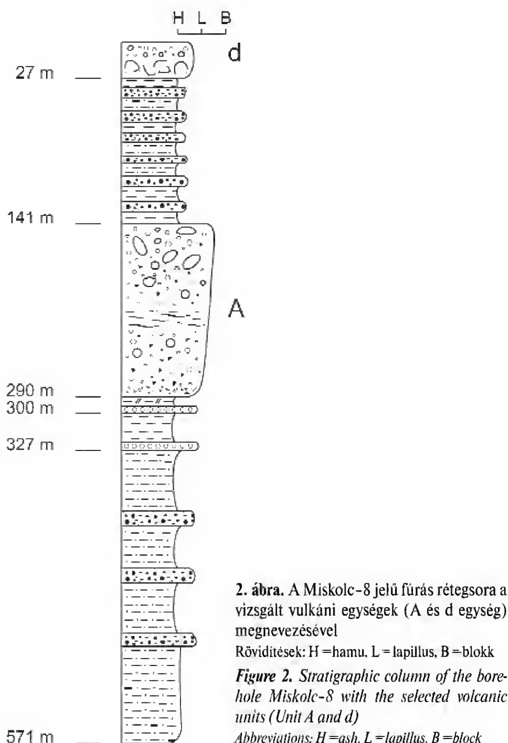


1. ábra. A vizsgált fúrások elhelyezkedése. A bükkaljai vulkáni terület miocén piroklasztit képződményeinek elterjedése: BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998), LESS et al. (2002) és HARANGI et al. (2005) térképei alapján

Figure 1. *Location of the studied boreholes. Areal distribution of the Miocene pyroclastic formations of the Bükkalja Volcanic Field is based on the maps of* BALOGH *(1963),* SZAKÁCS *et al. (1998),* LESS *et al. (2002) and* HARANGI *et al. (2005)*

Az alsó és középső egységek főként összesült és összesülést nem mutató, horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékeket (ignimbritek) tartalmaznak, míg a felső egységben feltárva csak összesülést nem mutató piroklasztitok (főként ignimbritek) jelennek meg (PANTÓ 1963, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007). Alárendelt mennyiségben freatomagmás és/vagy magmás hullott tufa képződmények is találhatók a területen. A kirobbanó magmát képviselő juvenilis törmelékek (horzsakövek) általában riolitos összetételűek, míg a genetikailag rokon magmás litoklasztok andezites és riolitos összetételt mutatnak (HARANGI et al. 2005, HARANGI & LENKEY 2007, LUKÁCS et al. 2007). Az alsó és felső vulkáni egységek képződményei geokémiailag meglehetősen homogének, ami segítséget ad a regionális korrelációban (HARANGI et al. 2005). A középső egységet (Tari Dácittufa Formáció) többen jellemzően dácitosnak tartják (SCHRÉTER 1939, PENTELÉNYI 2005), azonban a geokémiai vizsgálatok egy erősen heterogén (andezit, dácit, riolit) összetételi jellegre mutattak rá, ami magmakeveredéssel magyarázható (PÓKA et al. 1998, CZUPPON et al. 2001).

Mindhárom piroklasztit egységben a plagioklász és a biotit megjelenése általános, amelyek kémiai összetétele alapján jól elkülöníthetők a vulkáni szintek (HARANGI et al. 2005). Az alsó és felső egységekben mindezek mellett kvarc is előfordul, míg a középső egységben az ortopiroxén jelenléte meghatározó. A felső egységben a demjéni ignimbritben, valamint a középső egység kőzeteiben amfibol is megjelenik. Akcesszóriaként mindhárom egységben ilmenit, cirkon, apatit és allanit figyelhető meg.



2. ábra. A Miskolc-8 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek (A és d egység) megnevezésével
Rövidítések: H =hamu, L = lapillus, B =blokk

Figure 2. *Stratigraphic column of the borehole Miskolc-8 with the selected volcanic units (Unit A and d)*
Abbreviations: H =ash, L =lapillus, B =block

A fúrások képződményei

Miskolc M–8 fúrás

A Miskolc M–8 fúrás (*2. ábra*) legalsó képződménye az egri–kiscelli korú tengeri faunát tartalmazó aleurit, homok, homokkő és kavics tartalmú rétegsor (Egri Formáció, Kiscelli Agyag Formáció; BÁLDI 1987). Az oligocén rétegsort diszkordanciafelület után, 300–290 méter között, szárazföldi tufitos tarkaagyag és kavicsösszlet követi.

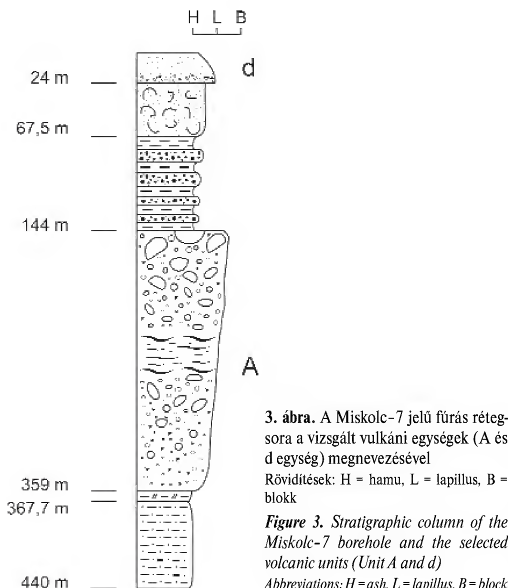
Felette, 141–290 méter között, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa található (*I. tábla, B, C, D*), amelynek összvastagsága 143 méter. Az összlet legalsó részén (kb. 282–290 m között) kristálygazdag durvatufa található, amelyben reverz gradáció figyelhető meg. Az ezt követő tömeges, osztályozatlan, a horzsakövekre nézve reverz gradációt mutató piroklasztit középső, 211–239 méter mélységig követhető részén, fokozatos átmenetekkel, összesülést mutat. A legbelső, fiammetartalmú, erősen összesült egység kb. 10 méter vastag (220–230 m között; *I. tábla, C*). A fiamme-tartalmú piroklasztit felett lapított horzsaköves lapillitufa figyelhető meg, majd tovább felfele a lapultság megszűnik, a horzsakövek mérete egyre nő. A horzsakövek üdék, fenokristálytartalmuk változó (1–10%). A fenokristályok biotit, kvarc és földpát.

A vulkáni egység felett, 27–141 m között barnakőszénrétegeket tartalmazó homokos, aleuritos és agyagos üledéksor következik, ami a kárpáti–ottnangi korú borsodi kőszénösszlettel lehet rokon. A barnakőszéntelepek mellett a rétegsorban tufa-tufit-rétegek is előfordulnak. Ezt követően, a felső mintegy 10 méter vastagságban, kristálygazdag horzsakőtartalmú tufa jelenik meg.

Miskolc M–7 fúrás

A Miskolc M–7 fúrásban (*3. ábra*) az M–8 fúráshoz hasonló képződmények fordulnak elő. A legalsó megfúrt képződmény itt is az egri–kiscelli korú (BÁLDINÉ 1986), tengeri faunát tartalmazó aleurit, amelyet 367,7–359,0 méter között diszkordanciafelület után zöld és tarkaagyag követ. Mindezt, éles határ után felfelé, 144 méteres mélységig 215 méter vastag, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa követ. A lapillitufa rétegzetlen, tömeges és osztályozatlan megjelenésű. Az összlet középső része (kb. 225–260 méter között) fiamme tartalmú, erősen összesült piroklasztit. Az összesült rész alatt a horzsakövek mennyisége és mérete kisebb az összesülés felett található részhez képest. Az összlet legfelső néhány méterén a horzsakövek mennyisége és mérete viszonylag nagy. A vulkáni képződmény megjelenése teljesen azonos az M–8 fúrás 141–290 méterközében megjelenő piroklasztittal.

A vulkáni rétegsor felett, 67,5–144,0 méter között a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti–ottnangi korúnak



3. ábra. A Miskolc-7 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek (A és d egység) megnevezésével
Rövidítések: H = hamu, L = lapillus, B = blokk

***Figure 3.** Stratigraphic column of the Miskolc-7 borehole and the selected volcanic units (Unit A and d)*
Abbreviations: H = ash, L = lapillus, B = block

tartott barnakőszénrétegekkel váltakozó homok, aleurit, agyag üledéksor jelenik meg. A rétegsorban helyenként vékony tufa-tufit-betelepülések ugyanúgy találhatók, mint az M–8 fúrásban. A 67,5–24,0 méter közötti szakaszon váltakozó tufa, finomszemű homok, agyag és áthalmozott vulkanoklasztos rétegek jelennek meg, amelyet a felszínig amfiboltartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa (*I. tábla, A*), majd fokozatos átmenettel jól rétegzett, kevés biotitot tartalmazó finomtufa vált fel.

Nyékládháza Nya–1 fúrás

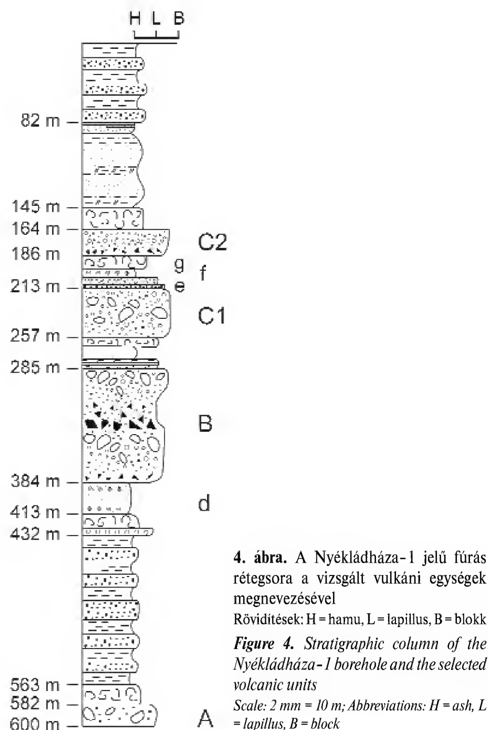
A Nyékládháza Nya–1 fúrás (*4. ábra*) legalsó, mintegy 18 méter vastagságban harántolt képződménye tömeges, osztályozatlan horzsakőtartalmú lapillitufa. Ezt követi 582 méter mélységtől egy tufitos homokot, kavicsot, tufás homokot és horzsaköves kavicsot tartalmazó összlet, majd kb. 563 métertől 432 méterig homokos, aleuritos és agyagos rétegsor tufit- és barnakőszén-betelepülésekkel. Ez utóbbi hasonlóságot mutat az M–8 fúrás 27–141 méterközében, és az M–7 fúrás 67,5–144,0 méterközében feltárt rétegsorral. 432–413 m között alul kavicsos, tufás homok és tufit települ.

A 413–384 m közötti szakaszon főként közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakoznak (*II. tábla, A*). A rétegek vastagsága az 1-2 mm-től a 15 cm-ig terjed. A vulkáni rétegek jól osztályozottak, általában síkrétegzett településűek, egyes szakaszokon azonban keresztrétegzés is megfigyelhető. A törmelék nagyrésze horzsakő, de helyenként akkréciós lapilli is található. A rétegsorban felfelé durvább szemcseméretű rétegek is megjelennek (395–392 méter között), így a finomtufa-rétegek mellett durvatufa, lapillitufa-lapillikő is előfordul.

A 384 méteres mélységtől éles váltás után, rosszul osztályozott, sötét litoklasztokkal tarkított horzsakőtartalmú lapillitufa következik (*II. tábla, B, C, D*). Az összlet 285 méterig követhető, azaz mintegy 100 m vastagságú. Alsó része kristályban gazdag, 2 cm nagyságú sötét litoklasztokat tartalmazó lapillitufa, amely felfelé fokozatosan dúsul 2 cm körüli méretű horzsakövekben. A 336 méteres mélységtől 318-ig a sötét, szögletes litoklasztok mérete és mennyisége nő (15–20%), maximális méretük 5 cm. A litoklasztok magmás eredetűek, az üveges alapanyagban 15–25% fenokristály jelenik meg. 319–318 méter között a lapillitufa eddigi szürke színe vörösre változik, azonban más, kőzettani eltérés nem tapasztalható. Az egység legfelső része szintén szürke színű, itt a horzsakövek mennyisége és maximális mérete (max. 5 cm) is nő, a litoklasztok mennyisége pedig lecsökken (1–3%). A horzsakövek üdék, bennük viszonylag sok biotit, földpát és helyenként kvarckristály figyelhető meg.

A 285. métertől barna színű, jól rétegzett horzsaköves finomtufa-tufit jelenik meg, majd egy kb. 70 cm vastag horzsaköves lapillikő, majd ismét a barna horzsaköves tufa következik. A 276. métertől finom lapillitufa, durvatufa, durva horzsaköves lapillitufa követi egymást. Ezután a horzsakövek mérete lecsökken, és tömeges megjelenésű finom lapillitufa és durvatufa váltakozik, amelyben a szemcseméret felfelé egyre finomodik. A 270–257 méter közötti szakaszon néhány mm-es, horzsaköves lapillisávokkal tarkított agyagásványos tufa-tufit található.

A 257. métertől, éles váltás után osztályozatlan, tömeges horzsakőtartalmú kőzetegység települ mintegy 40 m vastagságban (*III. tábla, A*). Az alsó néhány méteren a hamu



4. ábra. A Nyékládháza-1 jelű fúrás rétegsora a vizsgált vulkáni egységek megnevezésével
Rövidítések: H = hamu, L = lapillus, B = blokk

***Figure 4.** Stratigraphic column of the Nyékládháza-1 borehole and the selected volcanic units*
Scale: 2 mm = 10 m; Abbreviations: H = ash, L = lapillus, B = block

szemcseméret uralkodik, majd a horzsakövek mérete felfelé egyre nő, és legfelül akár a 30 cm-t is eléri. Átlagos méretük 1-2 cm, üdék, bennük kvarc- és biotitkristályok figyelhetők meg. A kristályok, különösen a biotit mennyisége kevesebb, mint a 285–384 m közötti horzsakőrétegben.

Erre, a 213. méteren, kb. 30 cm vastagságban kavicsos réteg települ (*III. tábla, B*), a kavicsok között horzsakő és kőzetüveges magmás kőzetdarabok találhatók. 212,7–210,5 méter között tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa található. A maximum 5 centiméteres horzsakövek mellett 2–4 cm-es magmás litikus törmelék is megjelenik. Mindezt 210,5–209 méter között akkréciós lapillit tartalmazó finom-tufa váltja fel (*III. tábla, C*). Az akkréciós lapilli mérete a 3 cm-t is eléri, átlagosan 1,5–2,0 cm méretűek. Ezt követően, 186 méter mélységig áthalmozási jellegeket mutató vulkanoklasztos üledék található. Az összletben normál gradációt mutató horzsaköves lapillikő-durvatufa, feltépett kőzettörmelékeket tartalmazó agyagásványosodott és bentonitos mátrixú részek váltakoznak, amelyben elmozdulási felületek jelennek meg.

A 186 és 164 m közötti részen tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa egység található (*III. tábla, D*), amelynek alján egy néhány centiméter vastag, biotitban gazdag, finomszemcsés lapillikő-durvatufa jelenik meg. Az összletben a horzsakövek reverz gradációt mutatnak, a felső részen a horzsakövek mérete a 10 cm-t is eléri, míg lejjebb a horzsakövek maximális mérete 5 cm, az alsó részeken pedig csupán 1 cm. A horzsakövek üdék, fenokristályokban szegények. Az utóbbiak főleg kvarckristályok. A horzsakövek mellett 1–3 cm-es litikus törmelék is megjelenik, különösen a kőzetegység alsó részén. Ezek kivétel nélkül magmás eredetű, sötét kőzetüveges alapanyaggal.

164–145 méter között áthalmozott jellegű vulkanoklaszt üledék következik. Az üledékre jellemző, hogy finomszemcsés agyagos mátrixban elszórtan 2–3 cm-es horzsakő és litikus törmelék található. Helyenként 5–10 cm-es vastagságú durvatörmelékes (főként fehér horzsakőből álló) rétegek településnek.

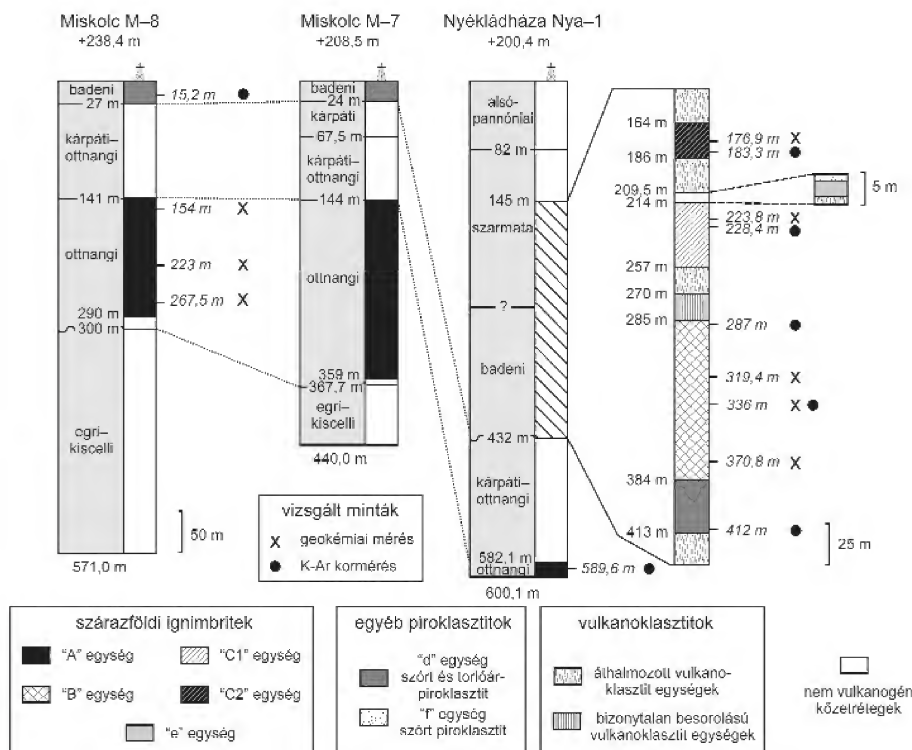
145 és 82 m között szarmata korú, alul és középen szárazföldi jellegű tarka agyag, aleurit és homok települ, néhol tufitos betelepülésekkel, felül pedig 8 m vastagságban pirenellás, miliolinás mészkő és márga található. Erre az egységre 82 méter mélységben tektonikus határral alsó pannóniai agyag-, homok- és aleuritösszlet következik, amely a felszínig követhető.

Vulkanológiai értelmezés

A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetréteget tárnak fel, ami ismétlődő, intenzív vulkáni működésre utal. A vulkáni rétegek vastagsága néhány mm-től, a 200 métert is meghaladó méretig változik. Az alábbiakban elsősorban a nagyobb vastagságú kőzetegységekre koncentrálunk (ezeket nagy betűvel jelöljük), a többiekről (ezeket kis betűvel jelöljük) csak érintőlegesen szólunk.

A Miskolc–7 és –8 fúrások nagyon hasonló rétegsorokat tartalmaznak. Az M–8 fúrás esetében az egri–kiscelli rétegeket éles váltással követő, 143 méter vastag vulkáni rétegsor hasonló megjelenésű és rétegtani helyzetű mint az M–7 fúrásban található 215 méter vastag vulkáni egység. Mindkettő esetében a fedő képződmény a Salgótarjáni Barnakőszén Formációval azonosítható kőszenes üledéksor. A rétegtani analógia alapján tehát feltételezhetjük, hogy a két vulkáni egység azonos korú, valószínűleg ugyanannak a vulkáni működésnek az eredménye (*5. ábra*). Mindkét fúrásban rétegzetlen, tömeges, osztályozatlan horzsakőtartalmú piroklasztit jelenik meg, amelynek középső része felfelé fokozatosan erősödő, majd gyengülő összesülést mutat. Az M–8 fúrásban az összesülést mutató rész vastagsága kb. 28 méter, míg ugyanez az M–7 fúrás esetében kb. 35 méter. E megjelenés alapján a vulkáni képződmény nagy erejű pliniusi kitöréshez kapcsolódó piroklasztitár szárazföldön lerakódott terméke, amit a vulkanológiai szakirodalom ignimbritnek nevez (SPARKS et al., 1973, CAS & WRIGHT 1988, BRANNEY & KOKELAAR, 2002). A viszonylag gyorsan felhalmozódott forró (akár 400–500 °C hőmérsékletű) vulkáni anyag legbelső része a magas hőmérséklet és a rétegterhelés hatására összesülhet. Ez azt jelenti, hogy a horzsakövek és az üvegszilánkok ellapulnak, majd egymásba forrva, obszidiánszerű, elnyúlt törmelékdarabokat, ún. fiammét hoznak létre. A fúrásokban a fiammék megjelenése közepes-erős összesülésre utal. A vulkáni rétegsorban megfigyelhető, horzsakövekre jellemző reverz gradáció szintén általános az ignimbritek folyási egységeiben (FREUNDT et al. 2000). Az M–8 fúrás esetében a vulkáni összlet egy kb. 8 méteres reverz gradációt mutató kristálygazdag durvatufával indul. Ez összhangban lehet azzal, hogy a piroklasztárakban a kristályok az alsó részen, míg a horzsakövek felül dúsulnak (FREUNDT et al. 2000). A piroklasztit egység összefüggő megjelenése és belső szerkezete alapján feltételezhető, hogy egyetlen nagy erejű robbanásos vulkáni kitörés képződménye lehet. A továbbiakban ezt a kőzetet A-egységként jelöljük (*4., 5. ábra*). A Nya–1 fúrás alján ehhez az egységhez hasonló ignimbrit azonosítható. PENTELÉNYI (2005) a Nya–1 fúrásban 576–595 méter közötti szakaszban piroxén-amfibol dácittufát említett, ami alapján a képződményt közvetlenül az alsó vulkáni szintre települő Tari Dácittufa Formációként értelmezte. Ezt a megállapítást azonban vizsgálataink nem erősítették meg. Megítélésünk szerint a fúrás alsó részén a kőszenes összlet alatt csak az alsó vulkáni szint kőzete található, ami az M–8 és M–7 fúrások A-egységével korrelálható.

Mindhárom fúrásban a kárpáti–ottnangi korúnak vélt barnakőszenes rétegsort követően egy újabb vulkáni egység található, amelynek megjelenése hasonló (d-egység; *2., 3., 4., 5. ábra*). Az M–7 fúrásban áthalmozott vulkanoklasztos üledéket követően biotitban gazdag durvatufa, majd finomtufa, a Nya–1 fúrás esetében 413–384 m között szintén biotittartalmú durvatufa-tufa rétegek váltják egymást. Az M–8 fúrás esetében horzsakőtartalmú tufa található a kőszenes összlet felett. Feltételezzük, hogy a három fúrásban



5. ábra. A Miskolc-7, Miskolc-8 és a Nyékládháza-1 fúrások vulkáni egységeinek párhuzamosítása és vulkanológiai értelmezése a mintavételi helyek feltüntetésével

Figure 5. *Correlation and volcanological interpretation of the volcanic units of boreholes Miskolc-7, Miskolc-8 and Nyékládháza-1 with the sampling depths*

megjelenő, hasonlóan finomszemcsés, rétegzett képződmények ugyanahhoz, vagy időben egymáshoz közeli vulkáni kitöréshez kapcsolódnak. A párhuzamos rétegzés és a jó osztályozottság piroklaszt hullási folyamatra utal, amit olykor híg piroklasztárak lezúdulása tarkított. A Nya–1 fúrás 29 méter vastag egységében nagy számú tufaréteg ismerhető fel, ami váltakozó dinamikájú, kis-közepes erősségű robbanásos kitörés terméke lehet.

A Nya–1 fúrásban 384 m felett a rétegsor éles váltás után egy újabb jelentős vastagságú (100 méter) vulkáni egységgel (B-egység; *4., 5. ábra*) folytatódik. Az osztályozatlan, tömeges, horzsaköves és litoklasztos lapillitufa, megjelenése alapján, horzsakőtartalmú piroklasztár szárazföldön lerakódott üledéke, azaz ignimbrit. A sorozat alsó része az ignimbritekre jellemző litoklasztokban és kristályokban gazdag réteget képviseli (FREUNDT et al. 2000). A vulkáni összlet középső részén a litoklasztok ismét felhalmozódnak. Elképzelhető, hogy ez az egység több folyási egységet képvisel, azonban a kitörések gyorsan, egymás után történhettek, mivel éles határvonalat nem látunk és a kőzetegység jellege is végig igen hasonló. A felső részen megjelenő vörös szín feltehetően a magas hőmérsékletre visszavezethető, termális oxidáció eredménye lehet.

A B-egység felett egy 28 méter vastag tufa, lapillitufa-lapillikő rétegsor következik. A kis számú minta értelmezése szerint ezek kis-közepes erősségű robbanásos kitörések hamufelhő oszlopaiból rakódhattak le, valószínűleg elsősorban szárazföldi piroklasztár- és torlóárüledékek.

A Nya–1 fúrás 257–213 méter közötti osztályozatlan, tömeges durva horzsaköves lapillitufa-összlete, megjelenése alapján, egyértelműen szárazföldi környezetben, piroklasztárból kiülepedett képződmény lehet. A mintegy 40 méter vastag ignimbrit (C1-egység; *4., 5. ábra*) éles váltás (feltehetően jelentős üledékhézag) után követi az alatta lévő rétegeket. A horzsakövek megjelenése némileg különbözik a B-egység horzsaköveitől, feltételezzük tehát, hogy a kitörő magma összetétele más volt. A C1-egység felett ezt követően egy 30 cm vastag kavicsos réteg (szemcsevázú, rosszul osztályozott, közepesen cementált konglomerátum) következik, ami a vulkáni működésben beállt szünetet és lepusztulást jelez.

A 212,7–210,5 m között megjelenő horzsaköves lapillitufa (e-egység, *4., 5. ábra*) a vulkáni működés felújulását jelzi. A képződmény jellege alapján piroklasztárból való lerakódásra utal. Ezt a kőzetegységet utólagos, alacsony

hőmérsékletű hidrotermás hatás érhette, ami az alapanyag üveget kovagéllé alakította át. Az ezt követő 1,5 méter vastag akkréciós lapillitartalmú tufa (f-egység, *4., 5. ábra*) freatomagmás kitöréshez kapcsolódó piroklaszthullás terméke. Ez a nagy méretű akkréciós lapillit tartalmazó réteg nagyon hasonlít a Bükkalján, Tibolddaróc közelében (LUKÁCS et al. 2007), valamint a Tarizsa-völgyben előbukkanó képződményhez. Erre, áthalmozási jellegeket mutató egységek következnek (g-egység, *4., 5. ábra*), majd 186 méter mélységben a néhány centiméteres biotitban gazdag finom lapillikő- és durvatufarétegek után ismét horzsakőgazdag osztályozatlan, tömeges lapillitufa figyelhető meg. A mintegy 22 méter vastagságú összlet jellegei alapján piroklasztár-üledék (ignimbrit), amelynek legalsó rétegzett része a piroklasztár-képződmények alatt jellemzően előforduló felszíni torlóár (FREUNDT et al. 2000) üledéke lehet. Az ignimbrit megjelenése nagyon hasonlít a C1-egységhez, ezért a továbbiakban C2-egységnek hívjuk (*4., 5. ábra*). Az erre települő, közel 20 méter vastag képződményben az áthalmozott üledék mellett jól osztályozott horzsaköves rétegek is vannak, amelyek piroklaszthullásból származhatnak. Ezek a kitörések zárhatták a fúrásokban tükröződő intenzív vulkáni ciklust, ami után nyugalmasabb, szárazföldi üledékképződés folyt.

Összefoglalóan, az M–7, az M–8 és a Nya–1 fúrások rétegsora egy változatos vulkáni eseménysort rögzít, amelyben a kisebb vulkáni hamu hullásoktól a jelentős térfogatú piroklasztár-üledékeket eredményező kitörések képződményei ismerhetők fel. Ezen belül, négy nagyobb ignimbritegységet különítettünk el, amelyek közül az A-egység a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti–ottnangi korúnak tartott kőszenes összlet alatt helyezkedik el. Ezt követően ismétlődő vulkáni kitörések zajlottak, köztük kisebb szünetekkel. Vulkanológiailag tehát nem beszélhetünk csupán egy vagy két jól elkülöníthető, nagy területen nyomozható vulkáni vezérszintről, amit a regionális rétegtani szelvények sugallnak (pl. Tari Dácittufa Formáció a kárpáti és badeni emeletek határán — GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997). A továbbiakban, a K-Ar kormeghatározási eredmények után a négy nagyobb ignimbritegység (A, B, C1 és C2) kőzettani és geokémiai jellemzését mutatjuk be.

Analitikai körülmények

A fúrások teljes hosszáról makroszkópos (vulkanológiai, petrográfiai) megfigyeléseket végeztünk, majd az ennek alapján kiválasztott mintákból vékonycsiszolatokat készítettünk. A geokémiai vizsgálatokat a vékonycsiszolatok petrográfiai elemzését követően végeztük el.

A fenokristályok és a juvenilis kőzetüvegek kémiai összetételét elektron-mikroszondával elemeztük. A mikroszondás elemzéseket Bécsben az Institute of Lithosphere Studies, University of Vienna mikroszonda laboratóriumában készítettük CAMECA SX100 típusú mikroszondával, 15 kV feszültséggel és 20 nA mintaárammal, fókuszált elektronsugár átmérővel a fenokristályok és defókuszált sugárral (5 μm) a kőzetüvegek esetében.

A K-Ar kormeghatározások az Atomki debreceni laboratóriumában történtek. A mérési eredmények ellenőrzéséhez Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O és atmoszferikus Ar-standardokat használtunk. A K-Ar radiometrikus korok kiszámításához STEIGER & JÄGER (1977) bomlási állandóit alkalmaztuk. A mérési hibákat 68%-os konfidencia szinten ± 1 szigma valószínűségnél adjuk meg.

A kormeghatározás eredményei és értelmezése

A Nya–1 fúrás főbb vulkáni szintjeiből (7 minta), valamint a Miskolc–8 fúrás legfelső vulkáni szintjéből vett mintákon végeztünk K-Ar radiometrikus kormérést (*I. táblázat*). A fúrásokban megnevezett A-, C1- és C2-egységekből egy-egy mintát, míg a B- és d-egységekből két mintát vizsgáltunk. A vizsgálatok minden esetben gondosan szeparált biotitfrakción zajlottak a nagyobb pontosságú kormeghatározás érdekében. A kapott koradatok szerint a fúrások 18,5 és 13 millió év között keletkezett vulkáni képződményeket harántoltak. Az M–8 fúrás legfelső részén megjelenő piroklasztit kora 15 millió év. A Nya–1 fúrásban az ottnangi–kárpáti kőszéntelepes összlet feletti piroklasztit egység (B-egység) 16 millió éves, míg a felső részén lévő piroklasztitok (C1- és C2-egységek) 13 millió évesek. Ez a közel 300 méter vastag vulkáni rétegsor tehát egy viszonylag jelentős időszakot (kb. 3 millió év) ölel át.

I. táblázat. A K-Ar radiometrikus kormeghatározás adatai
Table I. *Data of K-Ar radiometric analyses*

Minta *Sample*	Mért frakció *Dated fraction*	K (%)	$^{40}Ar_{rad}$ (cm^3/g) *(ccSTP/g)*	$^{40}Ar_{rad}$ (%)	K/Ar kor *K/Ar age* (Ma)
M-8 15,2 m	biotit	5,283	$3{,}036 \times 10^{-6}$	15,9	14,72±1,32
Nya-1 589,6 m	biotit	5,656	$4{,}074 \times 10^{-6}$	16,0	18,43±1,64
Nya-1 412,0 m	biotit	6,545	$3{,}992 \times 10^{-6}$	12,9	15,62±1,70
Nya-1 336,0 m	biotit	6,747	$4{,}241 \times 10^{-6}$	29,0	16,10±0,89
Nya-1 287,0 m	biotit	6,697	$4{,}230 \times 10^{-6}$	41,3	16,17±0,74
Nya-1 228,4 m	biotit	6,182	$3{,}126 \times 10^{-6}$	27,1	12,96±0,75
Nya-1 183,3 m	biotit	6,523	$3{,}099 \times 10^{-6}$	12,4	12,18±1,40

Petrográfiai eredmények

Kutatásunk során a három fúrásból négy, jelentős vastagságú ignimbritegységet különítettünk el. Az A-egység piroklasztár üledékének alsó és felső, összesülést nem mutató része (M–8 fúrás 267 m és 154 m-ből vett minták alapján) horzsaköveket, litoklasztokat és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. A horzsakövek üvege üde, néhányuk enyhe deformációt mutat. Mennyiségük kb. 20 tf%, méretük átlagosan 2–3 cm, maximálisan 6 cm. Kristálytartalmuk 7–10 tf% közötti, a fenokristályok elsősorban biotit és kvarc, valamint kevesebb földpát. A 2–4 mm nagyságú kvarcok többnyire sajátalakúak, de megfigyelhető rezorbciós szegély is. Átlátszóak, szürkés-rózsaszínes színezéssel. A földpátok általában plagioklászok, átlagos méretük 2–3 mm, hipidiomorfak, xenomorfak, szegélyük többnyire rezorbeált. Szanidin kb. 1%-ban jelenik meg. Olykor többszörös koncentrikus zónásságot mutatnak. Akcesszórikus ásványként cirkon, apatit és allanit jelenik meg. Az alapanyag szürkésfehér, üde, finom hamuból áll. Az alapanyagban lévő kristályok mennyisége 15 tf% körüli. A kristályok becsült megoszlása: 40% biotit, 40% kvarc, 20% földpát. Jellemzőik megegyeznek a horzsakövekben találtakkal. A hamu frakciót alkotó üde üvegszilánkok íves határvonalúak. Az alapanyagban kis mennyiségű (1 tf%) litikus törmelék található, amelyek mérete átlag 2–3 cm, maximálisan 7 cm. Uralkodnak a riolitos litoklasztok, de előfordul néhány andezit is.

Az A-egység középső, összesült része (M–8 fúrás 223 m mélységből származó minta alapján) horzsakövek és üvegszilánkok összeforradásából keletkezett fiammét és erősen lapított, deformált horzsaköveket tartalmaz. Hosszuk átlagosan 1-2 cm, maximálisan 5 cm. A fiammék és üvegszilánkok jellegzetes irányítottságot mutatnak. Az üvegszilánkok elnyúltak, lapítottak, eredeti alakjukat elvesztették. A fiammék, horzsakövek és üvegszilánkok üvege üde, a fiammék belseje gyakran perlitesedett. A fiamme fenokristályként 10 tf% körüli mennyiségben tartalmaz biotitot, plagioklászt és kvarcot. Ezen kristályok megjelenése lényegesen nem különbözik az alapanyag kristályaitól, mennyiségük és méretük hasonló a nem összesült részekben találhatókhoz. Akcesszóriaként szintén allanit, cirkon és apatit jelenik meg. Litoklasztok itt is előfordulnak, mennyiségük 1 tf% körüli, méretük maximálisan 2 cm és főként kissé szögletes riolitos kőzetdarabok.

A B-egységből három mintát vizsgáltunk, a Nya–1 fúrás 319, 336 és 370 méteres mélységéből. A három minta petrográfiai jellege alapvetően hasonló: horzsakő, litikus törmelék és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. Eltérés köztük a litikus törmelék mennyiségében és méretében figyelhető meg. A 370 méter mélységből származó minta esetében a horzsakövek mennyisége 10–15 tf% körüli, a litoklasztoké pedig 2 tf% körüli. A horzsakövek mérete átlagosan 1-2 cm, maximálisan 4 cm, a litoklasztoké maximálisan 3 cm (átlag 0,5–1 cm). Az alapanyag üde, ívelt alakú üvegszilánkokból, és 20–25 tf% közötti mennyiségű fenokristályból áll, amelyek között kvarcot (35%), biotitot (35%) és plagioklászt (30%) találunk. A kvarcok sajátalakúak és általában rezorbciós szegéllyel jellemezhetőek, méretük maximálisan 4 mm. A biotitok mérete 1-2 mm, általában üdék. A maximálisan 1,5 mm méretű plagioklászok többnyire zónásak és előfordulnak plagioklász kummulátok is. Akcesszórikus ásványként cirkon, apatit és allanit figyelhető meg. A horzsakövek deformációt nem mutatnak, kristálytartalmuk 10 tf% körüli, és megegyeznek az alapanyag-kristályokkal. Az alapanyagban megjelenő litoklasztok kizárólag szögletes, üveges alapanyagú, plagioklászt, biotitot, kvarcot és amfibolt tartalmazó kőzetek. Ezen litoklasztok mennyisége a 336 méteres mélységből származó minta esetében eléri a 20 tf%-t is. A litoklasztok kristálytartalma 35–40 tf% is lehet. Alapanyaguk üveges, folyásos jellegű, mintha összesült piroklasztit fiamméjéből vagy riolitlávából (obszidián) származnának. Erre utalnak a horzsakő- és/vagy üvegszilánk-reliktumként megjelenő lángszerű képződmények az alapanyagban. A plagioklászok, biotitok és kvarcok megjelenése hasonló a piroklasztit alapanyagában megjelenő kristályokéhoz. Az amfibol mennyisége néhány térfogatszázaléknyi, zöld színű, méretük maximálisan 1 mm. A 319 méteres mélységből származó mintában ismét kevesebb litoklaszt figyelhető meg (5 t% körüli). A litoklasztok mérete is kisebb, maximálisan 2 cm-esek. Ebben a mélységben az alapanyag színe vörösesre változik a korábbi szürkéről, ami az alapanyag erőteljesebb sziderítesedését jelzi. Az alapanyag-kristályok mennyisége itt is 25 tf% körüli, amit alapvetően kvarc, biotit, plagioklász és kis mennyiségben átalakult amfibol (1 t%) tesz ki.

A Nya–1 fúrás C1- és C2-egységeinek mintái a 223 és 176 méteres mélységből származnak. A két minta alapvetően hasonló petrográfiai megjelenésű, horzsaköves riolit lapillitufa. Mindkét egységben a minták lapillitörmelékét fehér horzsakövek és sötétebb litoklasztok alkotják. A litoklasztok mennyisége 1–3 tf%, a horzsaköveké 30–40 tf%. A horzsakövek között megjelenő mátrixot 30–40%-ban üvegszilánkok, 20%-ban kristályok, 10%-ban hamu méretű horzsakövek alkotják, a maradék pedig finom hamu. Az üvegszilánkok üdék, ívelt alakúak, üvegük színtelen, tiszta. A horzsakövek 10% mennyiségű kristályt tartalmaznak, amely kristályok azonosak az alapanyag kristályaival. Az alapanyagban található kristályok között 35% kvarc, 50% plagioklász, 10% biotit, 5% szanidin található. A kvarcok mérete a csiszolatokban maximálisan 2 mm. Általában hipidiomorf, xenomorf megjelenésűek, felületük többnyire erősen rezorbeált. A plagioklászok hipidiomorfak, ritkán tört szélűek. A kisebb kristályok általában xenomorf megjelenésűek. A plagioklászok mérete maximálisan 2 mm. Gyakoriak a normál zónásságot mutató kristályok, de előfordulnak homogének és ritkán oszcillációs zónásságot mutató fázisok is. A biotitok idiomorf-hipidiomorf kristályok, színük barna, vagy zöld, amely kristályok opaklemezkéket tartalmaznak. Méretük maximálisan 750 μm. Járulékos elegyrészként allanit, cirkon és opak ásvány (főként ilmenit) jelenik meg. A litoklasztok általában üveges alapanyagú riolitok, a kőzetüveg gyakran felzitesedett.

Geokémiai eredmények

A földpátok, elsősorban a plagioklászok, az egyik leggyakoribb fenokristályt képviselik a vizsgált kőzetekben.

II. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek földpátjainak reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)

***Table II.** Representative composition of the feldspars from the studied volcanic units (oxides in weight percent)*

	A egység												
	fúrás												
	M–8, 154 m			M–8, 223 m				M–8, 267 m					
	minta			minta				minta					
	m8154-plg3	m8154-plg5	m8154-plg6	m8223-plg1	m8223-plg2	m8223-plg3	m8223kfp2d	m8267-plg1	m8267-plg3	m8267-plg5	m8267-plg7c	m8267-kfp1	m8267-kfp2d
SiO_2	60,37	54,60	57,49	56,85	56,30	55,60	64,75	59,51	56,73	54,87	46,59	64,40	64,57
Al_2O_3	24,29	28,60	26,36	26,73	27,30	27,79	18,93	25,44	27,17	28,38	33,70	18,69	18,86
FeO	0,10	0,17	0,17	0,12	0,19	0,14	0,08	0,14	0,13	0,17	0,14	0,04	0,08
CaO	5,96	10,73	8,22	8,71	9,26	9,76	0,15	7,09	9,01	10,55	16,70	0,15	0,18
Na_2O	7,45	5,15	6,39	6,32	5,94	5,61	2,59	6,90	5,99	5,07	1,70	2,46	2,48
K_2O	0,84	0,30	0,46	0,43	0,39	0,33	12,81	0,63	0,41	0,29	0,05	12,47	12,55
Total	99,02	99,61	99,13	99,18	99,43	99,25	99,34	99,72	99,45	99,35	98,92	98,26	98,76
Ab (mol%)	65,95	45,66	56,85	55,35	52,51	49,99	23,30	61,42	53,31	45,73	15,48	22,87	22,85
An (mol%)	29,13	52,56	40,44	42,18	45,23	48,07	0,75	34,91	44,29	52,55	84,20	0,76	0,92
Or (mol%)	4,91	1,77	2,72	2,47	2,26	1,95	75,95	3,67	2,40	1,72	0,31	76,37	76,23

	B egység											
	fúrás											
	Nya–1, 319 m			Nya–1, 336 m					Nya–1, 370 m				
	minta			minta					minta				
	nya1319-plg1	nya1319-plg3c	nya1319-plg3r	nya1336-plg11d	nya1336-plg11l	nya1336-plg2d	nya1336-plg2l	nya1336-plg4	nya1370-plg1	nya1370-plg4c	nya1370-plg5c	nya1370-plg6c	nya1370-plg6m
SiO_2	60,48	50,93	59,72	59,75	48,29	55,83	47,19	58,14	59,70	45,88	52,79	56,93	49,81
Al_2O_3	24,72	31,13	25,18	24,90	33,05	27,73	33,59	25,95	25,31	34,45	29,52	26,83	31,71
FeO	0,17	0,16	0,20	0,16	0,24	0,18	0,24	0,15	0,13	0,25	0,19	0,18	0,41
CaO	6,35	13,54	6,92	6,60	15,82	9,62	16,62	7,67	6,92	17,64	11,93	8,84	14,67
Na_2O	7,27	3,67	7,09	7,25	2,45	5,75	1,79	6,70	7,10	1,42	4,61	6,18	3,06
K_2O	0,71	0,16	0,59	0,65	0,08	0,33	0,04	0,54	0,62	0,04	0,24	0,45	0,10
Total	99,72	99,61	99,74	99,36	99,94	99,44	99,53	99,15	99,83	99,73	99,34	99,42	99,84
Ab (mol%)	64,62	32,58	62,73	64,02	21,80	50,97	16,25	59,32	62,65	12,71	40,59	54,40	27,23
An (mol%)	31,21	66,50	33,84	32,22	77,75	47,13	83,52	37,53	33,74	87,06	58,02	43,02	72,18
Or (mol%)	4,18	0,92	3,43	3,76	0,45	1,90	0,23	3,15	3,61	0,23	1,39	2,58	0,60

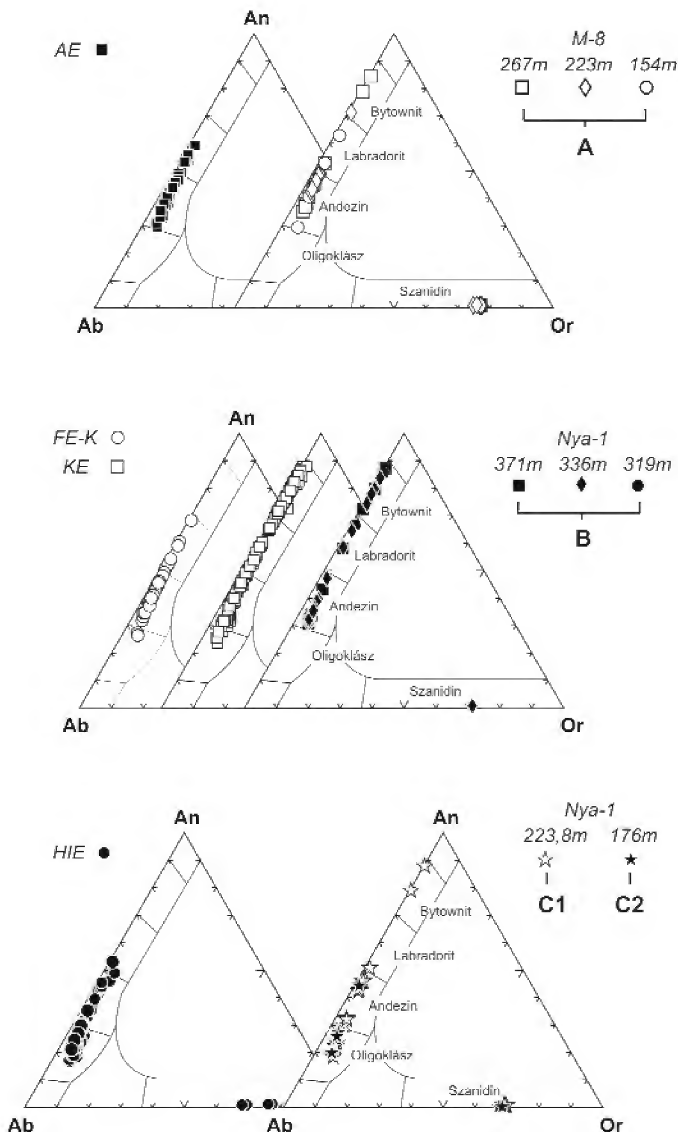
	C1 egység				C2 egység						
	fúrás				fúrás						
	Nya–1, 176 m				Nya–1, 223,8 m						
	minta				minta						
	nya1176-plg1c	nya1176-plg4	nya1176-plg4r	nya1176kfp1c	nya1223-plg1	nya1223-plg2light	nya1223-plg4c	nya1223-plg5l	nya1223-plg7	nya1223-plg9c	nya1223kfp1c
SiO_2	61,23	56,46	63,33	64,49	62,37	55,11	60,53	47,89	57,28	45,83	65,17
Al_2O_3	24,24	27,51	23,24	19,03	23,68	28,80	24,91	33,40	27,09	34,44	18,95
FeO	0,09	0,23	0,12	0,07	0,06	0,08	0,10	0,10	0,12	0,11	0,02
CaO	5,69	9,25	4,31	0,15	4,88	10,53	6,09	16,09	8,76	17,96	0,18
Na_2O	7,71	6,08	8,59	3,51	8,15	5,43	7,42	2,32	6,31	1,34	3,41
K_2O	0,63	0,30	0,95	11,33	0,86	0,28	0,67	0,07	0,39	0,04	11,54
Total	99,61	99,84	100,54	98,59	100,01	100,26	99,72	99,87	99,98	99,78	99,30
Ab (mol%)	68,43	53,41	74,07	31,77	71,42	47,51	66,10	20,58	55,31	11,85	30,74
An (mol%)	27,90	44,86	20,55	0,77	23,62	50,90	30,00	78,99	42,42	87,92	0,89
Or (mol%)	3,67	1,72	5,38	67,46	4,96	1,58	3,90	0,43	2,27	0,23	68,37

Összetételük nem tér el aszerint, hogy horzsakőben vagy az alapanyagban jelennek meg. A visszaszórt elektronképen zónásságot mutató plagioklászok esetében több ponton is meghatároztuk az összetételt. Ahol zónásság nem volt látható, ott vagy egy mérést végeztünk, vagy a mag és a szegély összetételét mértük a kémiai összetétel esetleges változásának ellenőrzéseképpen. A plagioklászok jellemző főelem adatait a *II. táblázatban* közöljük.

Az M–8 fúrás A-egységéből származó mintákban plagioklászok és káliföldpátok egyaránt előfordulnak. A plagioklászok összetétele igen széles összetételbeli tartományt ölel fel, az andezinestől bytownitos összetételig (*6. ábra*). A ritka, Ca-ban dúsabb plagioklász mintapontok a zónás kristályok magrészét képviselik. A homogén plagioklászok és a zónások szegélyzónáinak jellemző összetétele andezines. A plagioklászok és szanidinek összetétele egységes a teljes A-egységben, azaz a különböző mélységből vett minták nem mutatnak különbséget.

A Nya–1 fúrás B-egységéből származó plagioklászok szintén széles összetételbeli változékonysággal és bimodalitással jellemezhetőek. A kőzetegység három mélységéből származó minták plagioklászainak összetétele nem különbözik egymástól (*6. ábra*). Jellemzően normál zónásak, magrészük Ca-ban dúsabb, labradoritos és bytownitos összetételű, míg a szegélyrészek andezines összetételűek. A C1- és C2-egységekből vett mintákban plagioklászok és káliföldpátok is előfordulnak. A C1-egység plagioklászainak uralkodó része oligoklászos, andezines összetételű. A két Ca-dús mintapontot két normál zónás plagioklász magrészében mértük. A C2-egységből származó plagioklászok összetétele oligoklásztól andezinig terjed és átfedi a C1-egység plagioklászainak Ca-gazdag változatokon kívüli, domináns összetételét. A káliföldpátok összetétele mindkét mélységben hasonló, és alacsonyabb ortoklásztartalmú az A-egység szanidinjeihez képest.

A biotit minden vizsgált mintában gyakori és általában az egyedüli mafikus ásvány, egyes kőzetmintákban azonban többé-kevésbé átalakult. Ez utóbbiak kiküszöbölésére az összetétel adatokból csak a 94–97% összegű adatokat értékeltük. A biotitok jellemző összetétel adatait a *III. táblázat* és a *7. ábra* mutatja. Az M–8 fúrás A-egységéből származó biotitok hasonló összetételűek. A Nya–1 fúrásban a B-egység biotitjai homogén összetételűek, vas- és magnéziumtartalmuk alapján hasonlóak az M–8 fúrás A-egységének biotitjaihoz, azonban titán-tartalmuk kissé magasabb,



6. ábra. Az M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B, C1 és C2 jelű vulkáni egységeiből mért földpátok összetétele, összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek földpátösszetételeivel (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)

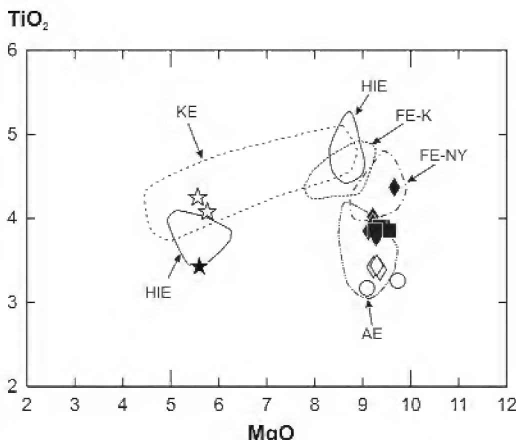
Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás

Figure 6. *Comparison of the chemical compositions of feldspars from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the boreholes M-7, M-8 and Nya-1 with the feldspar compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field*

Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop

III. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek biotitjainak reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
Table III. *Representative composition of the biotites from the studied volcanic units (oxides in weight percent)*

	A egység				B egység					C1 egység		C2 egység
	fúrás				fúrás					fúrás		fúrás
	M 8, 154 m		M 8, 223 m		Nya 1, 336 m		Nya 1, 370 m			Nya 1, 223 m		Nya 1, 176 m
	minta		minta		minta		minta			minta		minta
	m8154-bi1	m8154-bi2a	m8223-bi4	m8223-bi6	nya1336-bi4	nya1336-bi6	nya1370-bi1	nya1370-bi3	nya1370-bi4	nya1223-bi2	nya1223-bi4	nya1176-bi2
SiO_2	35,32	35,52	35,14	35,45	35,78	35,45	35,18	35,85	35,71	33,84	33,93	34,22
TiO_2	3,17	3,26	3,42	3,44	3,94	3,87	3,90	3,85	3,86	4,25	4,08	3,43
Al_2O_3	13,93	14,06	14,07	13,93	13,72	13,58	13,88	13,61	13,72	14,02	14,15	13,27
FeO	23,05	22,15	22,97	23,00	22,34	22,39	22,51	22,66	22,95	27,70	27,45	28,33
MnO	0,32	0,33	0,27	0,24	0,38	0,40	0,40	0,36	0,37	0,13	0,13	0,40
MgO	9,09	9,73	9,22	9,29	9,21	9,34	9,42	9,55	9,26	5,56	5,76	5,59
Na_2O	0,36	0,35	0,44	0,43	0,42	0,36	0,40	0,34	0,36	0,41	0,50	0,37
K_2O	8,89	8,69	8,58	8,89	8,58	8,78	8,69	8,80	8,74	8,30	8,24	8,43
Total	94,15	94,11	94,12	94,66	94,38	94,21	94,39	95,04	94,98	94,23	94,26	94,06



7. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért biotitok összetétele (oxidok t%-ban), összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek biotit-összetételeivel (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007)
Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány Ignimbrit Egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás, FE-NY = Felső egység nyugati rész, Demjén, Nagyeresztvény feltárás. A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található.

Figure 7. *Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of biotites from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Nya-1 boreholes with the biotite compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field. Explanation of symbols is found in Figure 6*
Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop, FE-NY = Upper Unit western part, Demjén, Nagyeresztvény outcrop

Al_2O_3-koncentrációjuk pedig kissé alacsonyabb. A C1- és C2-egységek biotitjai közül csak néhány üde példányt találtunk, amelyek erősen különböznek az A- és B-egységek biotitjaitól. MgO-tartalmuk alacsonyabb, FeO-tartalmuk pedig magasabb. A C1-egység biotitjainak TiO_2-és Al_2O_3-koncentrációja némileg magasabb a C2-egységből származó egyetlen biotithoz képest.

A minták juvenilis törmelékeinek (horzsakő és üvegszilánk) kőzetüvegösszetétele többnyire üde, nem átalakult állapotot jelez. A kőzetüvegek főelem adatait abban az esetben fogadtuk el összehasonlító és genetikai értelmezésre, amennyiben a mért oxidok összege 94 t% feletti. A kőzetüvegek víztartalmát (LOI*) az oxidok összege és a 100 t% közti különbséggel becsültük (DEVINE et al. 1995, BLUNDY & CASHMAN 2001). Az adatok összehasonlíthatósága érdekében a kapott kőzetüveg összetételeket illómentes állapotra, 100%-ra számoltuk át. A kőzetüvegek reprezentatív összetétel adatai a *IV. táblázatban* találhatóak meg.

A vizsgált mintákban nagy szilíciumtartalmú (SiO_2= 76,3–78,7 t%) és káliumban gazdag (K_2O=4,5–6,5 t%) riolitos kőzetüvegek figyelhetők meg (*8. ábra*). Becsült víztartalmuk 3,6–5,6 t% között változik. A horzsakövek üvegei és az üvegszilánkok között nincs szisztematikus geokémiai eltérés, ugyanazt a kémiai összetételt mutatják.

Az M–8 fúrásból származó mintákban fiammét és üvegszilánkokat mértünk. Az üvegek főelemadatai alapján

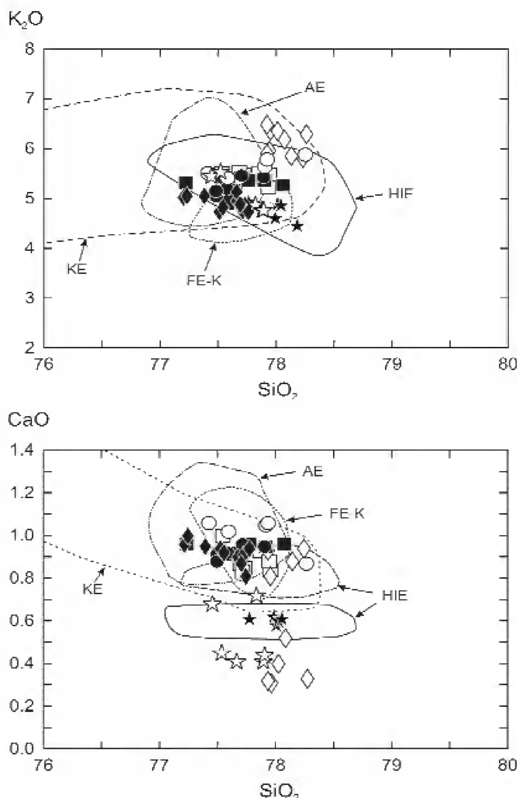
IV. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek kőzetüvegeinek (p=horzsakő üveg, gl=üvegszilánk) reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)

Table IV. *Representative composition of the glasses (pumice glass, gl=glass shard) from the studied volcanic units (oxides in weight percent)*

	A egység											
	fúrás											
	M-8, 154 m				M-8, 223 m				M-8, 267 m			
	minta				minta				minta			
	m8154-p2	m8154-p3	m8154-gl1	m8154-gl2	m8223-gl3b	m8223-gl4	m8223-gl5	m8223-gl6	m8267-gl1	m8267-p1	m8267-p2	m8267-gl5
SiO_2	74,95	74,1	73,81	73,5	73,73	73,84	73,83	73,77	74,24	74,22	74,03	74,07
Al_2O_3	11,86	12,33	12,32	12,33	12,24	12,13	12,27	12,3	12,33	12,28	12,29	12,32
FeO	0,65	0,34	0,79	0,76	0,53	0,45	0,47	0,35	0,73	0,73	0,77	0,77
MgO	0,03	0,07	0,08	0,09	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	0,07	0,06	0,08
CaO	0,71	0,82	0,97	1,01	0,77	0,88	0,29	0,31	0,8	0,88	0,83	0,79
Na_2O	1,75	1,4	1,91	1,94	1,58	1,49	1,73	1,7	1,8	1,83	1,92	2,03
K_2O	5,33	5,57	5,16	5,24	5,64	5,5	6,03	6,14	5,23	5,24	5,27	5,16
Total	95,28	94,68	95,12	94,95	94,58	94,38	94,71	94,66	95,24	95,33	95,28	95,32

	B egység											
	fúrás											
	Nya-1, 319 m				Nya-1, 336 m				Nya-1, 370m			
	minta				minta				minta			
	nya1319-gl1	nya1319-p1	nya1319-gl2	nya1319-p5	nya1336-gl5	nya1336-gl2	nya1336-gl4	nya1336-p4	nya1370-p1	nya1370-p4	nya1370-p5	nya1370-gl3
SiO_2	74,34	74,08	74,67	73,76	74,5	73,58	74,09	73,89	74,05	74,85	74,16	74,48
Al_2O_3	12,55	12,3	12,32	12,43	12,39	12,4	12,32	12,36	12,34	11,95	12,29	12,43
FeO	0,79	0,78	0,76	0,82	0,7	0,85	0,8	0,83	0,73	0,75	0,64	0,8
MgO	0,06	0,07	0,05	0,08	0,03	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07
CaO	0,87	0,89	0,91	0,84	0,85	0,95	0,9	0,88	0,91	0,71	0,91	0,88
Na_2O	2,3	2,08	1,81	2,25	2,6	2,46	2,48	2,53	1,62	1,76	1,88	2,24
K_2O	4,85	5,18	5,21	4,91	4,76	4,82	4,52	4,6	5,01	5,14	5,12	4,96
Total	95,93	95,53	95,85	95,18	95,91	95,26	95,27	95,27	94,85	95,35	95,19	95,98

	C1 egység			C2 egység		
	fúrás			fúrás		
	Nya-1, 176 m			Nya-1, 223,8 m		
	minta			minta		
	nya1176-gl1	nya1176-gl2	nya1176-gl3	nya1223-p1	nya1223-p2	nya1223-p3
SiO_2	75,15	74,68	74,87	73,92	74,12	74,15
Al_2O_3	12,46	12,48	12,5	12,55	12,52	12,69
FeO	0,84	0,82	0,84	0,92	0,9	1
MgO	0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,02
CaO	0,57	0,55	0,59	0,65	0,43	0,39
Na_2O	2,7	2,65	2,6	2,11	2,24	2,4
K_2O	4,29	4,42	4,74	5,21	5,3	4,72
Total	96,11	95,75	96,28	95,44	95,61	95,48



8. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért kőzetüvegek (horzsakövek és üvegszilánkok) összetétele (oxidok t%-ban), összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek kőzetüveg-összetételeivel (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)
A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található. Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás

Figure 8. *Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of volcanic glasses (pumices and glass shards) from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Ny-1 with the glass compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field*
Explanation of symbols is found in Fig. 6. Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop

a fiammék egyes elemek tekintetében eltérő összetétellel jellemezhetőek az üvegszilánkokhoz képest. Hasonló SiO_2 és Al_2O_3 koncentráció mellett a fiamméknak K_2O- és becsült víztartalma magasabb, FeO- és Na_2O-tartalma alacsonyabb, valamint CaO-tartalmuk is általában alacsonyabb az üvegszilánkokhoz képest.

A Nya–1 fúrás B-egységének üvegei viszonylag homogén összetétellel jellemezhetők. A C1-egység azonban magasabb Al_2O_3- és FeO-tartalmú üvegeket tartalmaz a C2- és a B-egységekhez képest. A C1- és C2-egységek üvegei mindemellett határozottan alacsonyabb CaO-tartalommal jellemezhetőek a B-egységhez képest. Mindemellett a C1-egység üvegeinek CaO-tartalma két minta kivételével alacsonyabb mint a C2-egységéé.

Korreláció a Bükkalja vulkáni képződményeivel

A Bükkalja elszórtan előbukkanó képződményeinek elkülönítése leghatásosabban paleomágneses (MÁRTON & PÉCSKAY 1998), valamint geokémiai adatok (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007) alapján történt. E vizsgálatok négy nagyobb vulkáni szintet, azaz vulkáni kitörési egységet azonosítottak, amelyből kettő (a demjéni és harsányi ignimbrit egység) közel azonos korú. A vulkáni szintek egy délnyugat–északkeleti irányú csapásban húzódnak a Bükk előterében. A három vizsgált fúrás a Bükkalja keleti peremén mélyült, ezen belül a M–7 és M–8 fúrások az alsó egység csapásában helyezkednek el, azonban itt a felszínen már fiatalabb vulkáni képződmények vannak. Míg a Nya–1 fúrás a harsányi ignimbrit egység folytatásában található (*1. ábra*).

PENTELÉNYI (2005) a fúrások rétegsorát úgy értelmezte, hogy az M–7 és M–8 fúrások legfelső részén a Harsányi Riolittufa Formáció képződményei vannak, amelyek a felszínen is folyamatosan nyomozhatók. Az M–7 fúrásban a Harsányi Riolittufa Formáció kőzetei alatt a Tari Dácittufa Formáció képződményét jelölte, ami a kőszenes összlet felett települ. A K-Ar kormeghatározás alapján az M–8 fúrás legfelső képződménye (d-egység) 14,72±1,3 millió éves, ami alapján a kőzet nem sorolható be egyértelműen. Az eddigi, csekély számú, geokémiai adat azt valószínűsíti, hogy e képződmény a bükkaljai vulkáni terület középső egységének felső részével rokonítható, és így a Tari Dácittufa Formáció része lehet.

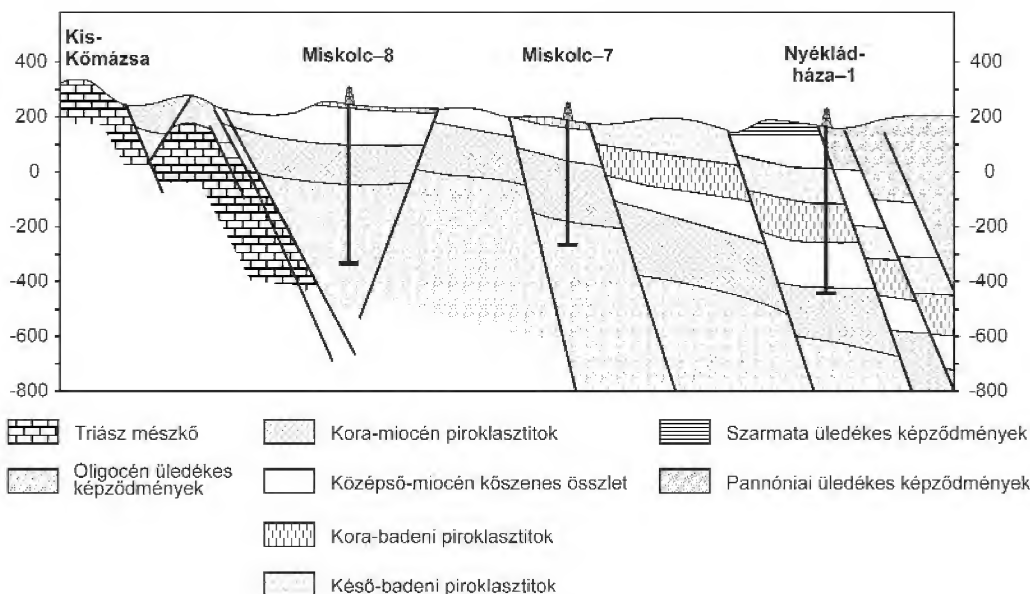
Az M–7 és M–8 fúrás vastag ignimbritegységei (A-egység) vulkanológiailag és petrográfiailag egyértelműen a Bükkalja alsó egységéhez (SZAKÁCS et al. 1998), azaz a Gyulakeszi Riolittufa Formációhoz sorolhatók. Mindezt alátámasztják a biotit és plagioklász elemzési adatok is (*7. és 8. ábra*). A kőzetüveg-összetételek szintén egybeesnek a Gyulakeszi Riolittufa adataival, kivéve az összesült egység fiamméit, amelyek K_2O-ban nagyobb koncentrációt mutatnak. E vulkáni szinttel párhuzamosítható a Nya–1 fúrás legmélyebb piroklasztitja is, amely kőzetre a K-Ar radiometrikus kormeghatározás 18,43±1,64 millió éves kort adott. Mind az M–7, mind az M–8 fúrásokban a piroklasztitösszlet nagy vastagságban (215, illetve 143 méter) tárul fel. Habár a piroklasztár-üledékek völgyekben jelentős vastagságot is elérhetnek, ezek a vastagságadatok még ennek fényében is jelentősek. Összehasonlításképpen, a 20. század legjelentősebb ignimbrit vulkáni kitörése, az alaszkai Katmai 1912-es működése során az Ukak-folyó völgyét 100–150 m vastag, helyenként 4 km széles lapos ignimbrit tömeg borította (HILDRETH 1983). A Katmai tűzhányó e kitörést követően mintegy 300 métert alacsonyodott! A Bükkalja területén 18–19 millió évvel ezelőtt zajlott vulkáni kitörés feltehetően még ennél is nagyobb lehetett és bizonyára a fúrások jelenlegi helyének közelében egy kaldera létrejöttével járt. Az M–7 és M–8 fúrásokban harántolt fiammetartalmú ignimbrit megtévesztésig hasonlít a Bükkalján többek között a Latorvár, a Túr-bucka, valamint a Demjén-

hez közeli Pünkösd-hegy hasonló korú kőzetéhez. Feltéve, hogy ezek akár ugyanannak a vulkáni kitörésnek a termékei is lehetnek, úgy a vulkáni kitörést követően több tíz kilométer távolságba juthatott el jelentős vastagságú, forró piroklasztár-üledék! E vulkáni egységre mindhárom fúrás alapján a Borsodi-medencéből ismert ottnangi–kárpáti korúnak tartott kőszéntelepes rétegsor (Salgótarjáni Formáció) települ, ami a szorosabb értelemben vett Bükkalja területén nem fordul elő.

A Nya–1 fúrás kiválóan feltárta a kőszéntelepes rétegsor után következő, közel 300 méter vastag vulkáni törmelékes rétegsort, amely alapvetően vulkáni képződményekből áll, benne markáns üledékes közbetelepülés nélkül. PENTELÉNYI (2005) e vulkáni rétegsort egységesen a Harsányi Riolittufa Formációba sorolta. Vulkanológiai és kőzettani vizsgálatunk szerint azonban három nagyobb szintre (B-, C1- és C2-egységek) különíthető el, amelyek között további vékonyabb vulkáni rétegek is megfigyelhetők. A kormeghatározási adatok jelentős korbeli különbséget fedtek fel! A B-egység mintái 15,62–16,17 millió évesnek adódtak, míg a C1- és C2-egységek 12,18–12,96 millió éves kort mutatnak (*1. táblázat*)! Mindez arra utal, hogy a vulkáni rétegsoron belül, körülbelül 285 méteres mélységben egy jelentős diszkordanciafelületnek kell lennie, ami mintegy 3 millió éves üledékhézagot jelent! A fúrásminták ezzel szemben nem mutatnak éles rétegtani váltást, 285 és 257 méter mélység között helyenként jól rétegzett, máshol rétegzetlen vulkanoklasztos üledékek találhatók, amelyekre horzsaköves piroklasztár-üledék (C1-egység) települ.

A koradatok alapján a B-egység a Bükkalja középső egységével (SZAKÁCS et al., 1998) párhuzamosítható. Vulkanológiailag azonban különbözik egymástól e két képződmény! A Bükkalján a középső egység elsősorban összesült ignimbritből, kisebb részt jellegzetes megjelenésű kevert, salak piroklasztár üledékéből áll. Ezzel szemben a Nya–1 fúrás B-egysége összesülést nem mutató horzsaköves piroklasztár üledéke. A plagioklászok összetétele hasonlóan nagy változatosságot mutat, mint a bükkaljai középső egység piroklasztitjainak plagioklászai (*6. ábra*), azonban a biotitok összetétele jelentősen különbözik (*7. ábra*)! Mindezek alapján úgy véljük, hogy bár a bükkaljai középső egység képződményeinek és a Nya–1 fúrás B-egységének képződése időben hasonló lehetett, azonban nem ugyanazon vulkáni kitörés termékei, sőt különböző összetételű magma kitöréséhez kapcsolhatók! A Nya–1 fúrás B-egységét létrehozó vulkáni kitörés centruma feltehetően a Bükkaljától keletre lehetett és a vulkáni kitörés termékei nem jutottak el a mai Bükkalja területére. Felvetődik, hogy a Harsánytól északra előbukkanó, bizonytalan rétegtani helyű ignimbritrétegek (FE-K,'Harsány-kanyar'; LUKÁCS et al. 2007) esetleg párhuzamosíthatók a B-egységgel. A kőzetüvegek kémiai összetétele valóban jó egyezést mutat, azonban a plagioklászok és biotitok összetétele különbözik, ami nem támasztja alá e vulkáni egységek összetartozását.

A Nya–1 fúrás 257 és 145 méter mélysége között két nagyobb vastagságú horzsaköves piroklasztár-üledék (C1- és C2-egységek) található, amelyeket 214 méter mélységben egy zömében vulkanit anyagú konglomerátum és egy arra



9. ábra. Földtani szelvény a Bükk hegységi Kis-Kőmázsa és Mályi között, RADÓCZ (1989) nyomán, módosítva

***Figure 9.** Geological cross section between Kis-Kőmázsa Bükk Mts and Mályi, after RADÓCZ (1989) with modifications*

települő akkréciós lapilli tartalmú tufaréteg választ el egymástól. A konglomerátum lepusztulási környezetre utal. A kavicsok anyaga alapvetően horzsakő és obszidián-jellegű kőzet, amely utóbbi a Bükkalja harsányi ignimbrit egységében egyedien jellegzetes litoklaszt (LUKÁCS et al. 2007). Már ez az információ felveti a C1-egység és a harsányi ignimbrit egység korrelációját. A kavicsos üledék felett települő akkréciós lapilli réteg jó hasonlóságot mutat a Tibolddaróc nyugati részén, valamint a Tarizsa-völgyben előbukkanó képződménnyel. Ezt követően azonban nem figyelhető meg a Tibolddarócon jól feltáruló, az akkréciós lapilli tartalmú réteg és a horzsaköves piroklasztár-üledék közötti változatos vulkanoklasztos rétegsor (LUKÁCS et al. 2007). A C1- és C2-egység kora (12,18–12,96±1,4) hibahatáron belül azonos a harsányi ignimbrit egység korával (13,35–13,65±1,0 millió év). E vulkáni képződmények összetartozását megerősítik a vulkanológiai és petrográfiai, valamint a geokémiai megfigyelések is (*6., 7. és 8. ábra*). A Nya–1 fúrás rétegsora azt a fontos információt adja, hogy vulkanológiailag, kőzettanilag és geokémiailag is teljesen megegyező piroklasztitok (l. C1- és C2-egységek) nem feltétlenül ugyanannak a vulkáni kitörésnek a termékei, bár képződésük feltehetően ugyanannak a magmás rendszernek, ugyanannak a magmatípusnak, valószínűleg időben nem túl távoli kitöréseihez kapcsolható. Ez a vulkáni képződmény ismereteink szerint a Bükkalján legnyugatabbra Tibolddaróc környékén jelenik meg. A kitörési központot ebben az esetben is a Bükkaljától keletre valószínűsítjük.

A vulkáni működés ezt követően a térségben elcsitulhatott, mivel 145 méter mélység felett már nem fordul elő vulkáni képződmény, a rétegsorban szarmata és alsó-pannóniai üledékek találhatók. A *9. ábrán* bemutatott szelvényünk még egy pontban különbözik PENTELÉNYI (2005) szelvényrajzától. A szarmata és pannon üledékek határa, 82 méter mélységben megítélésünk szerint tektonikus.

Összefoglaló következtetések

A Bükkaljától keletre mélyült kutatófúrások (M–7, M–8 és Nya–1) közel teljes magfúrással tártak fel miocén korú vulkáni törmelékes képződményeket. A teljes magfúrás lehetővé teszi, hogy ezek településéről, vastagságáról pontosabb képet kapjunk. Részletes geokronológiai, vulkanológiai, kőzettani és geokémiai vizsgálataink elsősorban a legvastagabb vulkáni képződményekre koncentráltak, a köztük lévő vulkáni törmelékes rétegeket egy későbbi munka keretében tárgyaljuk. A vizsgált vulkáni képződmények mind elsődlegesek, azaz piroklasztitok. Vulkanológiai és kőzettani jellemzőik alapján riolitos összetételű, horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékek, azaz ignimbritek. Mindhárom fúrásban megjelenik a kárpáti–ottnangi kőszéntelepes összlet alatt a Pannon-medence északi részén több helyen megfigyelt ignimbrit egység (A-egység), ami jól korrelálható a Bükkalján is előforduló alsó vulkáni egység (SZAKÁCS et al. 1998) képződményével. A jelentős vastagság és a kőzetsorozatban megjelenő fiammetartalmú, összesült egység egy igen heves (VEI≈6–7) vulkáni kitöréshez kapcsolható, amelynek centruma közel lehetett a fúrások jelenlegi helyéhez. Az M–7 és M–8 fúrások legfelső részén (d-egység) megítélésünk szerint badeni korú piroklasztit jelenik meg, a pontos besorolása azonban még további vizsgálatot igényel.

A Nya–1 fúrásban közel 300 méter vastagságban tárul fel egy újabb ignimbritsorozat, ami három nagyobb egységre bontható. Az alsó része (B-egység) mintegy 16 millió éves, míg a felső két egység (C1 és C2) közel azonos korú és mintegy 13 millió éves. A B-egység képződménye nem feleltethető meg a Bükkalja előterében előforduló hasonló korú piroklasztitoknak, míg a C1- és C2-egység a harsányi ignimbrit egységgel (LUKÁCS et al. 2007) korrelálható. Feltételezzük, hogy e vulkáni kőzetek kitörési központjai is a Bükkaljától keletre lehettek. A fúrások vulkáni képződményeinek korrelációs vizsgálata megerősíti azt a korábbi megállapításunkat (LUKÁCS et al. 2007), hogy a miocén rétegsorban megjelenített három jelentős regionális vulkáni szint (eggenburgi–ottnangi határon, a kárpáti–badeni határon és a szarmatában, azaz az alsó, középső és felső riolittufa szint; pl.: CSÁSZÁR 1997) leegyszerűsített. A miocén során a Pannon-medence északi részén számos nagy erejű vulkáni kitörés zajlott, amelyeknek termékei több tíz kilométer távolságba is eljuthattak. Sőt, közel egyidőben, viszonylag közel egymáshoz, különböző összetételű riolitos magmák törtek a felszínre. A regionális miocén rétegtan mindezek figyelembe vételével szorul felülvizsgálatra.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az Osztrák–Magyar Akció Alapítvány (43öu7), valamint a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a tudományért szakalapítványa (Hiv. Sz.: DT.2001.nov./17.) nyújtott. Köszönetet mondunk BENDŐ Zsoltnak egyes ábrák (2., 3. és 4. ábrák) megrajzolásában nyújtott segítségéért. PELIKÁN Pál és ZELENKA Tibor kritikus észrevételei jelentősen hozzájárultak a tanulmányban közölt megállapítások pontosításához, azonban szakmai véleményünk néhány helyen továbbra is különbözik.

Irodalom — References

BÁLDI T. 1987: Jelentés a Miskolc–8. sz. mélyfúrás makrofaunájáról. — In: Jelentés az 1987. évi bükki oligo-miocén vizsgálatokról.— *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár,* T.14543II, 8–12.

BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48/2,** 720 p.

BLUNDY, J. & CASHMAN, K. 2001: Ascent-derived crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140,** 631–650.

BRANCA, S., COLTELLI, M., DEL CARLO, P., GROPPELLI, G., NORINI, G. & PASQUARÉ, G. 2004: Stratigraphic approaches and tools int he geological mapping of Mt. Etna volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy.* APAT Roma, 147–158.

BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, P. 2002: Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. — *Geological Society, London, Memoirs* **27,** 143 p.

CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI R., HARANGI, SZ., KARÁTSON, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastc rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) — A preliminary stratigraphic report. — *Acta Volcanologica,* **7/2,** 119–124.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: *Volcanic Successions — Modern and Ancient.* — Unwin Hyman, London, (második kiadás), 528 p.

CZUPPON, G., HARANGI, SZ., NTAFLOS, T., LUKÁCS, R., SZABÓ, CS. & KOLLER, F. 2001: Mixed andesite-rhyolite ignimbrite from the Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: evidence for magma mixing. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **146,** p. 61–63.

CSÁSZÁR G. & HAAS J. szerk. 1983: *Magyarország litosztratigráfiai formációi.*— MÁFI kiadvány, Budapest.

CSÁSZÁR G. szerk. 1997: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások.— MÁFI Kiadvány, Budapest, 114 p.

DE RITA, D., FABBRI, M., GIORDANO, G., RODANI, S. & TRIGARI, A. 2000: L'utilizzo delle Unitá stratigrafiche a Limiti Inconformi in ambiente vulcanico e vulcanoclastico: proposta di una metodologia di terreno e di organizzazione informatica dei dati. — *Boll. Soc. Geol. It.* **119,** 749–760.

DE RITA, D., GIORDANO, G., FABBRI, M. & RODANI, S. 2004: Cartography of syn-eruption and inter-eruption deposits: The example of Roccamonfina Volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy.* APAT Roma, 131–136.

DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of analytical methods for estimating H_2O contents of silicic volcanic glasses. — *American Mineralogist* **80,** 319–328.

DOWNES, H. 1996: Neogene magmatism and tectonics in the Carpatho–Pannonian region. — In: DECKER K. (ed): PANCARDI Workshop 1996, Dynamics of the Pannonian–Carpathian–Dinaride System — *Mitteilungen Gesellschaft Geologie- u. Bergbaustud. Österreich* **41,** 104–105.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks.* — Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

FREUNDT, A., WILSON, C. J. N. & CAREY, S. N. 2000: Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. — In: SIGURDSSON, H. (ed): *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, 581–599.

GYALOG L. & BUDAI T. szerk. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentés 2002-ről,* 195–232.

GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *MÁFI alkalmi kiadványa,* **187,** 171 p.

HÁMOR G. 1985: A Nógrád–cserháti kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22,** 307 p.

HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jelentés 1978-ról,* 65–73.

HARANGI, SZ. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian Region: role of subduction, extension and mantle plume. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds) Cenozoic volcanism in the Mediterranean area. — *Geological Society of America Special Paper* **418,** 67–92.

HARANGI, SZ., MASON, P.R.D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143,** 237–257.

HILDRETH, W. 1983: The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18,** 1–56.

JÁMBOR Á. 1996: Csereháti Riolittufa Formáció $^{cs}Pa_1$. — In: GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A MÁFI alkalmi kiadványa,* **187,** p.76.

LESS G., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000. — MÁFI Kiadvány, Budapest.

PELIKÁN P. & BUDAI T. szerk. 2005: A Bükk hegység földtana (Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez). — *MÁFI kiadvány,* 284 p.

LUKÁCS R., HARANGI SZ., NTAFLOS, T., KOLLER F. & PÉCSKAY Z. 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolittufa szint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység. — *Földtani Közlöny* **137/4,** 359–515.

MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41,** 467–476.

MÁRTON, E., ZELENKA, T. & MÁRTON, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts. and their forelands. — *Central European Geology* **50/1,** 47–57.

NOSZKY J. 1912: A Salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. — *Koch emlékkönyv,* 67–90.

NOSZKY J. 1941: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról, I.,* 531–545.

PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites int he volcanism of Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* **6/3–4,** 307–331.

PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. — *Bull. Volcanol.* **25,** 175–181.

PENTELÉNYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. — In: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park.* — Eger, 205–216.

PENTELÉNYI L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. — In: PELIKÁN P. & BUDAI T. (szerk.): A Bükk hegység földtana (Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez). — *MÁFI kiadvány*, 110–125.

PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45,** 257–277.

PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **41/4,** 437–466.

RADÓCZ, Gy. 1969: Előzetes jelentés a Csereháti alapfúrások eredményeiről. — *MÁFI Évi Jelentés 1967-ről*, 281–285.

RADÓCZ Gy. 1989: Kutatófúrási adatok a Bükkhegység DK-i előteréből. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai, Adattár,* T.18834 4 p. + 5 ábra

RADÓCZ Gy. & GYARMATI P. 2005: A Bogács–9 fúrás vulkanitjai. — *Földtani Közlöny* **153/3,** 361–371.

RAVASZ, Cs. 1987: Neogene volcanism in Hunagry. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70,** 275–279.

SCHRÉTER Z. 1939: A Bükkhegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. — *MÁFI Évi Jelentés, 1933–35*, 511–532.

SCHRÉTER Z. 1950: Tard, Bükkaranyos környezetének földtani térképe, 1:25 000. — *Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai, Adattár, 1950-es Jelentés, Szén 102.*

SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L. 1973: Products of ignimbrite eruptions. — *Geology* **1,** 115–118.

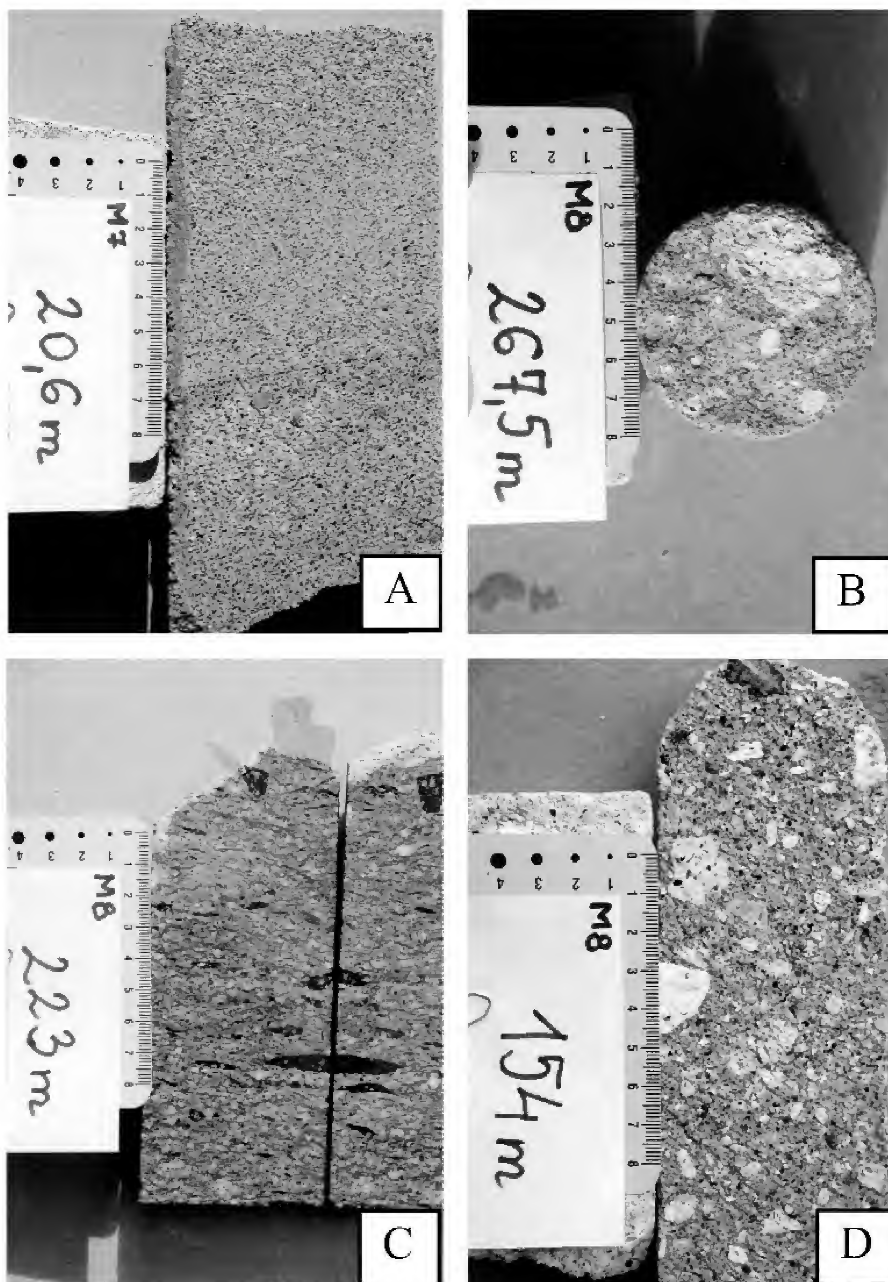
STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. — *Earth Planetary Science Letters* **36/3,** 359–362.

SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. & SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. — *Acta Geol. Hung.* **41/4,** 413–435.

VARGA Gy. 1981: Újabb adatok az összesült tufatelepek és ignimbritek ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jelentés 1979-ről,* 499–509.

Kézirat beérkezett: 2009. 03. 27.

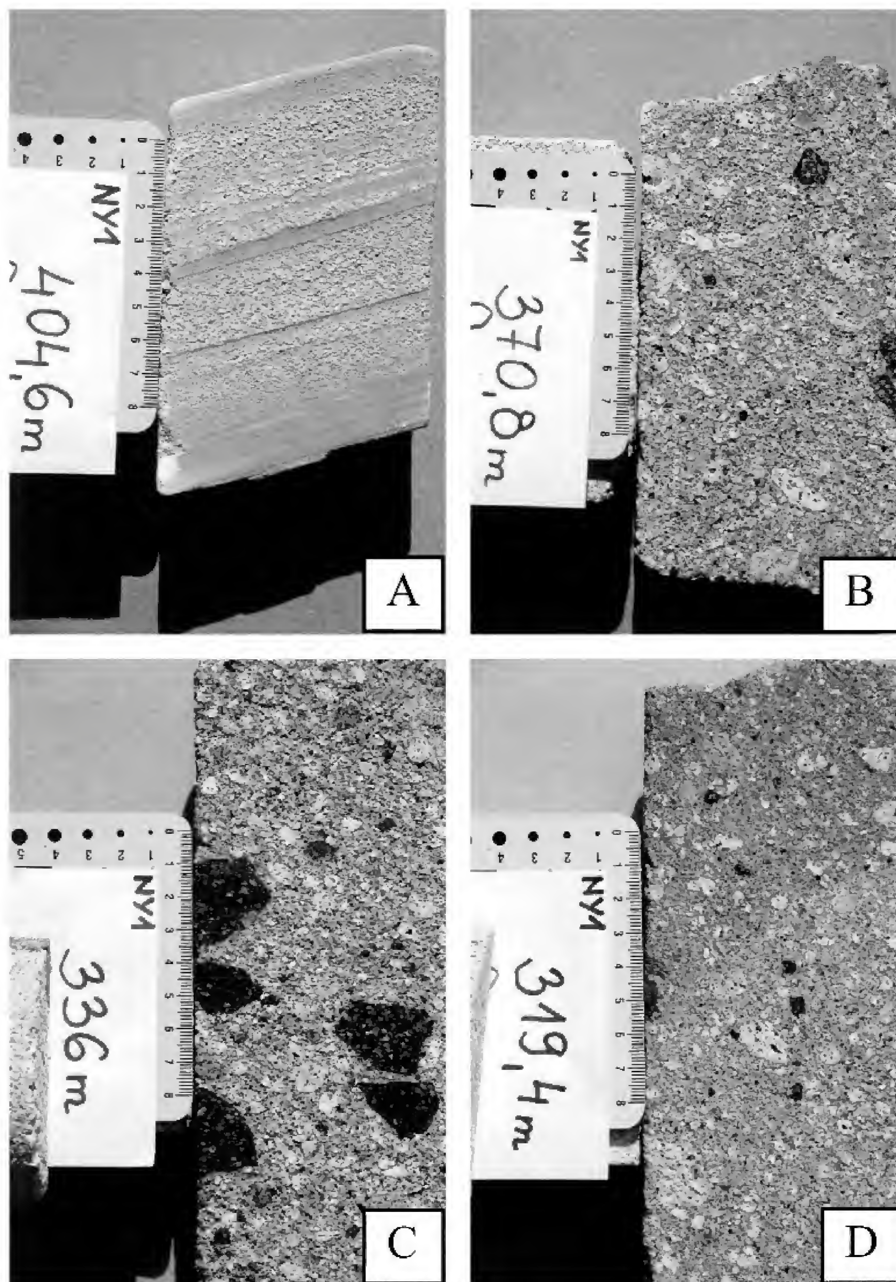
I. tábla — Plate I



I. tábla. Fúrómag minták a M–7-es és M–8-as fúrásokból. (A) amfiboltartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa; M–7, 20,6 m; (B) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M–8, 267,5 m; (C) összesült riolitos lapillitufa; M–8, 223 m; (D) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M–8, 154 m

Plate I. *Studied drilling cores from the M–7 and M–8 boreholes. (A) amphibole bearing, biotite rich coarse grained crystalltuff; M–7, 20.6 m; (B) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M–8, 267.5 m; (C) welded rhyolitic lapillituff; M–8, 223 m; (D) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M–8, 154 m*

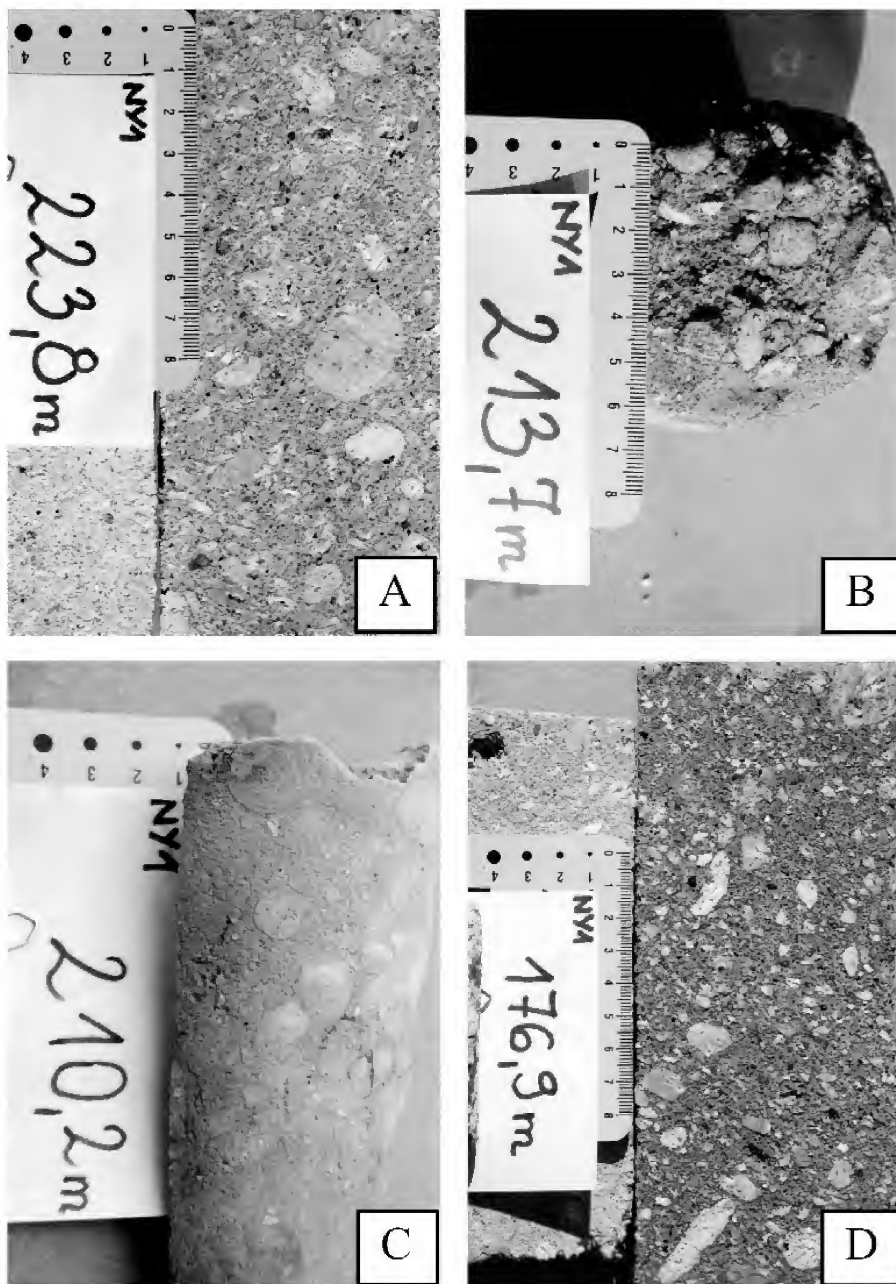
II. tábla — Plate II



I. tábla. Fúrómag minták a Nya–1-es fúrásból. (A) közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakozása; Nya–1, 404,6 m; (B, C, D) rosszul osztályozott, litoklasztos horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya–1, 370,8 m; 336 m; 319,4 m

Plate II. *Studied drilling cores from the Nya–1 borehole. (A) alternating layers of medium grained and fine grained tuff; Nya–1, 404.6 m; (B, C, D) badly sorted, lithoclast- and pumice-bearing lapillituff; Nya–1, 370.8 m, 336 m, 319.4 m*

III. tábla — Plate III



III. tábla. Fúrómag minták a Nya–1-es fúrásból. (A) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya–1, 223.8 m; (B) főként vulkáni eredetű kavicsokat tartalmazó konglomerátum; Nya–1, 213,7 m; (C) akkréciós lapillit tartalmazó finom tufa; Nya–1, 210,2 m; (D) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya–1, 176,9 m

Plate III. *Studied drilling cores from the Nya–1 borehole. (A) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya–1, 223.8 m; (B) conglomerate with mainly volcanic pebbles; Nya–1, 213.7 m; (C) accretionary lapilli-bearing fine grained tuff; Nya–1, 210.2 m; (D) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya–1, 176.9 m*

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/1, 53–72., Budapest, 2010

Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához III.

KESSLER Jenő

2310 Szigetszentmiklós Ősz utca 14., e-mail: kessler_jeno@yahoo.com

New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part III.

Abstract

In recent years the author has studied a number of fossils of the remains of bird bones from palaeontological sites of the Carpathian Basin. Publication of the results of these studies was planned to be presented in three subsequent papers based on the taxonomic order. This third part includes details about the remains from Columbiformes through to Passeriformes. In addition to the detailed description of new taxa, special attention was directed to species that are already extinct.

The following new species are described in this paper: *Cuculus pannonicus* sp. n.; *Glaucidium baranensis* sp. n.; *Eurystomus beremendensis* sp. n; and *Corvus harkanyiensis* sp. n.

As a result of work on recently excavated materials, the author was able to revise the details on species that are already extinct but which earlier had been described in terms of taxonomic positions of a controversial nature. Consequently, the respective species levels of *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991; *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977; *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977; *Upupa phoeniculides* JÁNOSSY, 1974; and *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 have been confirmed. *Pica major* JÁNOSSY, 1979 — which had been ranked among the fossil species — is now considered to be a subspecies. *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 has still not been confirmed. [Earlier it *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 had been synonymised with *Corvus pliocaenus* (PORTIS), 1889].

The published fauna list in this paper includes the following recent taxa: *Columba palumbus, Columba livia, Columba* sp., Pteroclidae *sp. indet.*, Cuculidae gen. et sp. indet., *Bubo bubo, Strix aluco, Asio otus, Upupa epops, Picus* sp., *Dendrocopos sp. 1, 2 and 3 (D. minor-, D. medius-* and *D. major* size), *Pyrrhocorax pyrrhocorax, Corvus* sp. indet., *Parus* sp. 1 and 2, *Sitta* sp., Sittidae sp. indet., *Certhia* sp., *Turdus iliacus, Turdus merula, Turdus* sp., *Turdus* sp. (*T. pilaris* size), *Luscinia* sp., Muscicapidae sp. indet., *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Anthus* sp., *Motacilla sp., Bombycilla* sp. 1 and 2, *Troglodytes* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius excubitor, Lanius* sp. 1 and 2, *Sturnus* sp., *Coccothraustes coccothraustes, Pyrrhula pyrrhula, Pinicola* sp., Fringillidae sp. indet., *Emberiza calandra, Emberiza* sp., Emberizidae sp. indet., Passeriformes indet., and Aves indet.

The aforementioned, recently identified new fossil species have been described according to the following characteristics (for the abrevations see the chapter entitled "Rövidítések"):

Cuculus pannonicus sp. n.

Type locality and age: Polgárdi 4, Upper Miocene (MN 13); Beremend 15, Upper Pliocene (MN 16).

Holotype: distal fragment of right humerus (Beremend 15), (MTM V.2009.51.1.), (Fig. 1)

Paratype: distal fragment of right ulna (Polgárdi 4), (MÁFI V.09.341.1.), (Fig. 2)

Measurements: humerus E= 4.80 mm; E1= 4.38 mm; F=9.42 mm; G= 6.04 mm; H=6.58 mm; ulna E=3.20 mm, F=6.00 mm, G=4.80 mm.

Diagnosis: This species is larger than the recent European Cuckoo (*Cuculus canorus* LINNAEUS, 1758), and differs from it with respect to a number of morphological characteristics:

— With respect to the humerus, the corpus (Fig. 1, a) is more rounded, while the *fossa musculi brachialis* (Fig. 1, b) is wider and not as deep. The cranium is not rounded but has a pointed posterior. The *fossa oleocrani* (Fig.1c) is well developed and forms a deep depression.

— With respect to the ulna, the edge of *condylus dorsalis* (Fig. 2, a) goes straight to the corpus (Fig. 2, b), while the *tuberculum carpale* (Fig. 2, c) is more prominent. The *sulcus radialis* (Fig. 2, d) is more developed and longer.

Etymology: named after the geographical region of Pannonia.

Glaucidium baranensis sp. n.

Type locality and age: Csarnóta 2 and Beremend 26; Upper Pliocene (MN 15–16 and MN 16).
Holotype: proximal fragment of the right humerus, Beremend 26, (BKAH, uncatalogued), (Fig. 3)
Paratypes: distal end of left humerus, Csarnóta 2 (MÁFI V.09.351.1.), (Fig. 4); sternal fragment of left coracoideum, Csarnóta 2 (MÁFI V.09.350.1.), (Fig. 5).
Measurements: humerus B=12.53 mm, C= approx. 7–8 mm, D= approx. 7–8 mm, E=2.65 mm, and F=6.84 mm, G=2.85 mm. coracoideum: G= 6.01 mm.
Diagnosis: a species resembling both in morphological characteristics and size the recent Eurasian Pygmy Owl (*Glaucidium passerinum* LINNAEUS, 1758). It is likely that *Glaucidium baranensis* was the ancestor of the later occurring species in Europe and thus in the Carpathian Basin as well. The *crista bicipitalis* (Fig. 3, a) on the proximal epiphysis of the humerus is more curved than is the case with the Eurasian Pygmy Owl. The *crus dorsale fossae* (Fig. 3, b) is longer, while the *tuberculum ventrale* (Fig. 3, c) is shallow. On the distal epiphysis, the *processus supracondylaris dorsalis* (Fig. 4, a) is less prominent. The *facies articularis sternalis* (Fig. 5, a) on the coracoideum is narrow and long.
Etymology: named after Baranya County in Hungary.

Eurystomus beremendensis sp. n.

Type locality and age: Beremend 26, Upper Pliocene (MN 16).
Holotype: incomplete right carpometacarpus (BKAH uncatalogued), (Fig. 6).
Paratypes: two phalanges unghualis (BKAH, uncataloged), (Fig. 7)
Measurements: carpometacarpus A=30.49 mm, B=28.6 mm, C=8.5 mm, D=4.5 mm, phalanx ungh. A= 6.64 and 5.25 mm.
Diagnosis: a species resembling the more recent species from the genus *Eurystomus* and differing from the Roller (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758). The *processus extensorius* (Fig. 6, a) on the carpometacarpus is longer, flatter and ends in a straight form; this is also in contrast to more recent species. The *fovea carpalis cranialis* (Fig. 6, b) in front of the *processus pisiformis* (Fig. 6c) has a half-moon shape and is large, this differs from the smaller and round-shaped depression of more recent species.
Etymology: named after the site of Beremend.

Corvus harkanyensis sp. n.

Type locality and age: Csarnóta 2, Upper Pliocene (MN 15–16).
Holotype: distal fragment of right humerus, (BKAH, uncatalogued), (Fig. 8)
Paratype: distal fragment of left tibiotarsus (BKAH, uncatalogued), (Fig. 9)
Measurements: humerus: E= 4.90 mm; F= 11.53 mm; G=5.89 mm; H= 6.20 mm; tibiotarsus E=3.10 mm; F=5.60 mm; G=5.71 mm.
Diagnosis: a corvid of similar the size to the Jackdaw (*Corvus monedula* LINNAEUS, 1758). In the humerus, the *condylus ventralis* (Fig. 8, a) is not oval but rounded. The *epicondylus ventralis* (Fig. 8, b) is wider and more emphasized than is the case with more recent species. The *processus flexorius* (Fig. 8, c) is emerging. The line from the *processus supracondylaris dorsalis* (Fig. 8, d) goes almost straight down to the *condylus dorsalis* (Fig. 8, e), in contrast to the Jackdaw, where it is concave. On the tibiotarsus, the shape of the *sulcus extensorius* (Fig. 9, a) above the *pons supratendineus* (Fig. 9, b) is not rounded but narrowed at its end.
Etymology: named after the town of Harkány (the site of Csarnóta belongs to this town).

Keywords: Neogene, Quaternary, Carpathian Basin, Avifauna

Összefoglalás

Az utóbbi években a szerző számos fosszilis madárleletet határozott meg a Kárpát-medence területéről, amelyeket rendszertani sorrendben, három egymás után következő dolgozatban mutat be. A jelen (III.) részben a galambalkatúaktól az énekesmadarakkal bezárólag tárgyalja a fajokat, a kihalt új taxonok részletes leírásra, a már ismert fosszilis fajok revideálásra kerülnek.

Ebben a részben a következő új fajokat vezettem be: *Cuculus pannonicus* sp. n., *Glaucidium baranensis* sp. n., *Eurystomus beremendensis* sp. n. és *Corvus harkanyensis* sp. n. A már publikált, de vitatott rendszertani helyzetű taxonok tárgyalása során a *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991; *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977; *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977; *Upupa phoeniculides* JÁNOSSY, 1974 és *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 fajok eredeti leírásának helyességét támasztom alá, míg a *Pica major* JÁNOSSY, 1979 alfajba sorolását javasolom.

A felsoroltakon kívül a *Merops radobojensis* (MEYER, 1865) és *Miocorvus larteti* (MILNE-EDWARDS, 1871) fossszilis fajokat is azonosítottam. Bizonyos leletek már a recens taxonokhoz tartoznak: *Columba palumbus, Columba livia, Columba* sp., Pteroclidae sp. indet., Cuculidae gen. et sp. indet., *Bubo bubo, Strix aluco, Asio otus, Upupa epops, Picus sp., Dendrocopos* sp. *1, Dendrocopos* sp. *2 és Dendrocopos* sp. *3 (D. medius, D. minor* és *D. major* méret), *Pyrrhocorax pyrrhocorax, Corvus* sp. indet., *Parus* sp. 1 és *Parus* sp. 2, *Sitta* sp., Sittidae sp. indet., *Certhia* sp., *Turdus iliacus, Turdus merula, Turdus* sp., *Turdus* sp. (*T. pilaris* méret), *Luscinia* sp., Muscicapidae sp. indet., *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Anthus* sp., *Motacilla* sp., *Bombycilla* sp. 1 és *Bombycilla* sp. 2, *Troglodytes* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius excubitor, Lanius* sp. 1 és *Lanius* sp. 2, *Sturnus* sp., *Coccothraustes coccothraustes, Pyrrhula pyrrhula, Pinicola* sp., Fringillidae sp. indet., *Emberiza calandra, Emberiza* sp., Emberizidae sp. indet., Passeriformes sp. indet., Aves sp. indet.

Tárgyszavak: neogén, negyedidőszak, Kárpát-medence, madárfauna

Bevezetés, előzmények

Az I. és II. részben tárgyalt anyaghoz hasonlóan, dolgozatomban bemutatom a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárának és a Magyar Állami Földtani Intézet Országos Földtani Múzeumának gyűjteményében talált, eddig meghatározatlan madárősmaradványokat, valamint a nagyváradi Kőrösök Vidéke Múzeumba, a pásztói Városi Múzeumba és a harkányi Beszélő Kövek Alapítványhoz került új leleteket. Ezek segítségével újraértékeltem több, eddig vitatott rendszertani helyzetű taxont is.

Adatbázis, adatkezelés, módszer

Jelen dolgozat is számos miocén, pliocén és pleisztocén lelőhelyről származó madárcsontlelet feldolgozásának eredményeit foglalja össze, beleértve mind az újonnan leírt, mind a már közölt és revideált anyagokat. A tanulmányozott anyagok származási helyét időrendi sorrendben az I. részben közölt *I. táblázat* foglalja össze. A III. részben a galambalkatúaktól az énekesmadarakkal bezáróan foglalkozom. A madárcsonttani terminológiát illetően BAUMEL et al. (1979) és BALLMANN (1969) munkáit, a mérési módszerekben VON DEN DRIESCH (1976) és GÁL (2002) munkáit követtem.

Rövidítések

A gyűjtemények rövidítései a következők:

BKAH = „Beszélő Kövek" Alapítvány, Harkány;

LUPB = Laboratory of Paleontology, University of Bucharest), Bucuresti

MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest (Geological Institute of Hungary, Budapest)

I. táblázat. A Tyto campiterrae JÁNOSSY, 1991 csontméretei
***Table I.** Bone sizes of Tyto campiterrae JÁNOSSY, 1991*

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus			16,00						Polgárdi 5	JÁNOSSY 1991
"						14,00			"	"
"						14,50			"	"
"						14,50			"	"
carpometacapus	45,90		10,30					E1=2,60	"	"
"	46,60		10,50					E1=2,80	"	"
phalanga alae	20,80								"	"
femur	55,00		11,00		4,80	11,20			"	"
"	56,20		11,40		5,00	11,00			Polgárdi 4	"
"	57,00		10,40		5,00	11,00			Polgárdi 5	"
"			11,70						"	"
tibiotarsus						10,00			"	"
"						10,70			"	"
"						11,00			"	"
"						11,70			"	"
tarsometatarsus	64,50		10,50		4,30	11,40			"	"
"	65,70		11,00		4,50	11,00			"	"
„ no=7			10,2–12,50						"	"
"					4,30	11,20			"	"
„ no=2						11,2–11,70			"	"
phalanx 1.digiti 1	18,20				4,00				"	"
phalanx 1.digiti 2	12,40				3,40				"	"
"	13,00				3,50				"	"
"	13,30				3,20				"	"
"	13,30				3,00				"	"
"	13,50				3,00				Polgárdi 4	"
scapula		12,39	6,85	5,05	4,25				Beremend 17	Új határozás
carpometacarpus					4,36	8,36			Polgárdi 4	"

MMP = Pásztói Városi Múzeum (Municipal Museum of Pásztó)

MTCO = Muzeul „Ţării Crişurilor" Oradea (Körösök Vidéke Múzeum, Nagyvárad)

MTM = Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár, Budapest (Hungarian Natural History Museum, Budapest)

USNM = National Museum of Natural History, Smithsonian Isntitution, Washington

A csontok jelzésénél a következő rövidítéseket használom: prox. = proximális epifízis; dist. = disztális epifízis; diaf. = diafízis; cor. = coracoideum (hollócsőrcsont); scap. = scapula (lapocka); hum. = humerus (felkarcsont); uln. = ulna (singcsont); rad. = radius orsócsont); met. II, III. = metacarpus II, III (kézközépcsont II, III); cmcp. = carpometacarpus (kézközépcsont); ph. al. 1. dig. 2. = phalanga alae I. digiti 2 (I. szárnyujjperc, 2 ujj); fem. = femur (combcsont); tib. = tibiotarsus (lábszárcsont); tmts. = tarsometatarsus (csüd); ph. ped. = phalangae pedis (lábujjperc); ph. ungh. = phalanx unghualis (karomcsont), dig. = digiti (ujj).

A csontok mérésekor leggyakrabban ANGELA VON DEN DRIESCH (1976) módszerét követtem, helyenként kibővítve. A szárny- és lábujjpercek mérésekor SOLTI BÉLA (1996: 12, 14; Pl. II) módszere volt irányadó. A szövegben használt rövidítések: GL (A)=greatest length (teljes hossz); Lm (B)=medial length (részleges hossz); Bp (C)=breadth of the proximal end (a proximális epifízis szélessége); C1 = thickness of the proximal end (a proximális epifizis kisebbik szélessége); Dp (D)=depth of the proximal end (a proximális epifízis vastagsága); SC (E) =smallest breadth of the corpus (a diafízis legkisebb szélessége); E1= thickness of the corpus, in the case of carpometacarpus the breadth of metacarpus II (diafízis vastagsága, kézközépcsontnál a metacarpus vastagsága); Bd (F)=breadth of the distal end (a disztális epifízis szélessége); Dd (G)=depth of the distal end (a disztális epifízis vastagsága).

Új és ellenőrzött taxonok

(rendszertani sorrendben)

Ord. Cuculiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Cuculidae VIGORS, 1825
Cuculus LINNAEUS 1758

Cuculus pannonicus sp. n.

Típus lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Beremend 15; késő-pliocén (MN 16).

Holotípus: jobb oldali felkarcsont disztális vége (Beremend 15), (MTM V.2009.51.1.), (*1. ábra*).

Paratípus: jobb oldali singcsont disztális vége (Polgárdi 4), (MÁFI V.09.343.1.), (*2. ábra*).

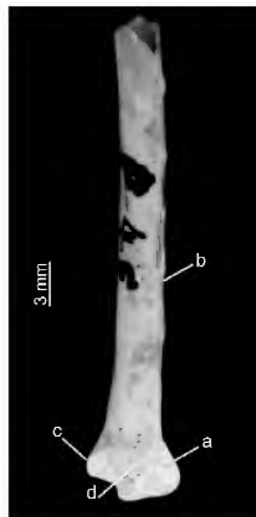
Méret: a humerus E= 4,80 mm; E1= 4,38 mm; F=9,42 mm; G= 6,04 mm; H=6,58 mm; ulna E=3,20 mm, F=6,00 mm, G=4,80 mm.

Diagnózis: a recens európai kakukknál nagyobb, és attól több morfológiai jellegben is eltérő új faj. A felkarcsont diafízise (*1 ábra, a*) kevésbé lapos. A disztális epifízisen a *fossa musculi brachialis* (*1 ábra, b*) szélesebb és sekélyebb,



1. ábra. *Cuculus pannonicus* n. sp. jobb oldali felkarcsont disztális vége
A. cranialis nézet a – diafízis, b - *fossa musculi brachialis*. B. caudalis nézet c – *fossa oleocrani*

Figure 1. *Cuculus pannonicus n. sp. distal end of the right humerus*
A. cranial view, a – diaphysis, b – fossa musculi brachialis. B. caudal view, c – fossa oleocrani



2. ábra. *Cuculus pannonicus* n. sp. jobb oldali singcsont disztális vége
A. cranialis nézet. a – *condylus dorsalis,* b – diafízis, c – *tuberculum carpale,* d – *sulcus radialis.* B. caudalis nézet

Figure 2. *Cuculus pannonicus n. sp. distal end of the right ulna*
A. cranial view, a – condylus dorsalis, b – diaphysis, c – tuberculum carpale, d – sulcus radialis. B. caudal view

mint a recens fajnál, craniális vége pedig nem legömbölyített, hanem kifejezetten hegyes. A *fossa oleocrani* (*1. ábra, c*) jól kifejezett mélyedésként jelentkezik. A singcsonton a *condylus dorsalis* (*2. ábra, a*) széle nem ívelten, hanem egyenes vonalban tér vissza a *diafízis*hez (*2. ábra, b*), míg a *tuberculum carpale* (*2. ábra, c*) jobban kiugrik. A *sulcus radialis* (*2. ábra, d*) jóval kifejzettebb és hoszszabb.

Etimológia: Pannónia után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Cuculus csarnotanus* JÁNOSSY, 1979 (MTM); — recens: *Cuculus canorus* (MTM, n=5).

Leírás: a jellegzetesen kakukk felkarcsont mérete meghaladja a recens fajét, s jóval nagyobb a csarnótai fosszilis példánynál is. Az utóbbit szintén egy felkarcsont disztális epifíziséből írta le JÁNOSSY (1979). Diagnózisában a recens fajnál kisebb, de morfológiailag vele megyegyező kakukkfajt jelzett. Feltételezhető, hogy a csarnótai kihalt kakukkfaj mellett egy másik fosszilis faj is élhetett a neogén végén a Kárpát-medencében, annál is inkább, mivel a család képviselője már Mátraszőlős I. középső-miocén anyagában is jelen volt. Az eredetileg Passeriformes sp. indet. csoportba sorolt karomcsontot (GÁL et al. 1998–99) Cuculidae gen. et sp. indet. csoportba soroltam.

A recens *Cuculus canorus* megfelelő méretei: hum E = 3,60–3,80; E1= 3,10–3,90; F=8,50–8,75 mm; G=4,40–4,60; H=5,20–5,60; ulna E=2,88–3,15 mm; F=5,63–5,88 mm; G=4,38–4,56 mm.

Elterjedés: Európa neogénjéből nem ismert a nemzetség. A recens faj a Kárpát-medencén kívül a spanyolországi (Quibas, Q1) és csehországi (Stránská skála, Q2) alsó-pleisztocénből ismert még. Így a Kárpát-medencei neogén anyagok egyediek Európában.

A Cuculiformes rend az eocéntól ismert a *Parvicuculus minor* HARRISON & WALKER 1977 faj révén, amelyet az angliai Burnham-on-Crouch (MP 8–9, Londoni Agyag) (HARRISON & WALKER 1977, HARRISON 1982), valamint a franciaországi Condé-en Brie (MP 8–9) lelőhelyekről írtak le (MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ 2005) egy-egy csüdből. Ezen kívül csak észak-amerikai és európai pleisztocén leletek ismertek.

Ord. Strigiformes (WAGLER)
Fam. Tytonidae RIDGWAY
Tyto BILLBERG, 1828

Tyto campiterrae JÁNOSSY, 1991

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Beremend 17, alsó-pleisztocén (MN 17).

Anyag és méretek: I. táblázat.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Tyto campiterrae* JÁNOSSY 1991 (MÁFI); — recens: *Tyto alba* (MTM, n=7).

Leírás: jellegzetes gyöngybagoly faj. A *Tyto sanctialbani* LYDEKKER, 1893 kihalt gyöngybagoly fajnál, amelyet a franciaországi Grive-Saint-Alban középső-miocénjéből (MN 7–8) írtak le, egy kissé nagyobb méretű faj. Figyelembe véve a méretbeli különbségeket, a két faj elkülönítése jogosnak tűnik, és minden valószínűség szerint az ausztriai lelet is — Gyepűfüzes (Kohfidisch), késő-miocén, MN 10 (MLÍKOVSKÝ 1998a) — az utóbbi fajhoz tartozik.

Elterjedés: csak a Kárpát-medence neogénjéből ismert. MLÍKOVSKÝ (2002) a *T. sanctialbani* fajhoz sorolja be, bár a méretbeli különbséget (a *T. campiterrae* javára) elismeri. A *T. sanctialbani* csüdje esetében C=9,0 mm, F=10,8–10,9 mm. A gyöngybaglyok családja a paleocéntól ismert a *Berruornis orbisantiqui* MOURER-CHAUVIRÉ, 1987 faj révén, amelyet a franciaországi Quercy lelőhelyről írtak le. Innen számos más nemzetséget is jeleztek az eocén és oligocén rétegekből: *Necrobyas, Nocturnavis, Paleobias, Paleotyto, Palaeoglaux* és *Selorornis* (MOURER-CHAUVIRÉ 1987). A németországi Grafenmühle 21. lelőhely alsó-miocén (MN 2–3) rétegéből a *Basityto rummeli* MLÍKOVSKÝ 1998 ismert (MLÍKOVSKÝ 1998a). A recens genus a miocéntől kezdve ismert, és a Polgárdi lelőhely szolgáltatta a legelső kihalt képviselőjét. A többi kihalt fajt pliocén és pleisztocén lelőhelyekről azonosították.

Fam. Strigidae VIGOR
Surnia DUMÉRIL, 1806

Surnia robusta JÁNOSSY, 1977

Lelőhely és kor: Polgárdi 4 és 5, késő-miocén (MN 13).

Anyag és méretek: II. táblázat

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Surnia ulula* (MTM, n=1).

Leírás: a nemzetséghez tartozó ismert fosszilis és recens fajoknál nagyobb termetű karvalybagoly. JÁNOSSY (1977) a Villány 3 (alsó-pleisztocén, MN 17) lelőhelyről írta le számos vázrész alapján.

Elterjedés: csak a Kárpát-medencéből ismert. Rokona a kisebb termetű, a középső-pleisztocénből (Csehország, Stránská skála, Q2) leírt *Surnia capeki* JÁNOSSY, 1972. A recens nemzetséghez nem tartozik több kihalt faj a neogénből vagy a kvarterből.

Glaucidium BOIE, 1826

Glaucidium baranensis sp. n.

Típus lelőhely és kor: Csarnóta 2 és Beremend 26, késő-pliocén (MN 15–16, illetve MN 16).

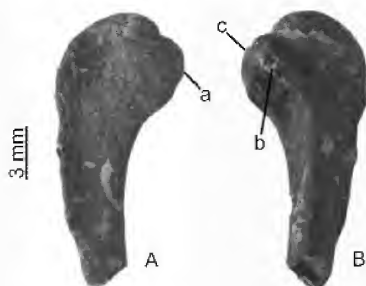
Holotípus: jobb felkarcsont proximális fele, Beremend 26 (BKAH), (*3. ábra*).

Paratípusok: baloldali felkarcsont disztális vége és baloldali hollócsőrcsont sternális töredék Csarnóta 2 (MÁFI V.09.351.1. és MÁFI V.09.350.1.), (*4–5. ábra*).

Méretek: humerus B=12,53 mm, C= apr. 7–8 mm, D= apr. 7–8 mm, E=2,65 mm, illetve F=6,84 mm, G=2,85 mm. Coracoideum: G= 6,01 mm.

II. táblázat. A *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977 csontméretei
Table II. *Bone sizes of Surnia robusta JÁNOSSY, 1977*

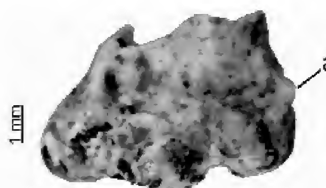
Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus	100		18,00		6,70	15,50			Villány 3	JÁNOSSY 1977
"						16,00			"	"
carpometacarpus			11,00						"	"
"			11,50						"	"
phalanga alae	21,30								"	"
"	22,60								"	"
femur					5,30	12,00			"	"
tibiotarsus, no=6						11-12,20			"	"
tarsometatarsus	37,20		12,60		7,30	12,60			"	"
phalanx 1.digiti 1, no=4	12,9-14,00				2,5-3,80				"	"
phalanx 1.digiti 2, no=2	8,5-9,00				4,6-4,80				"	"
phalanx 2.digiti 2, no=6	15-15,6				4-4,30				"	"
phalanx 1.digiti 3, no=2	7,5-7,80				4,8-5,10				"	"
phalanx 2.digiti 3, no=3	7,5-9,00				4,5-5,00				"	"
phalanx 3.digiti 3, no=2	14,6-16,00				4,00				"	"
phalanx 4.digiti 4, no=3	12,1-12,60				2,80-3,60				"	"
radius						5,88	2,66		Polgárdi 5	Új határozás
tibiotarsus.						11,25	10,41		Polgárdi 4	"



3. ábra. *Glaucidium baranensis.* n. sp. jobb oldali felkarcsont proximális vége
A. craniális nézet, a – *crista bicipitalis;* B. caudális nézet b – *crus dorsale fossae,* c – *tuberculum ventrale*

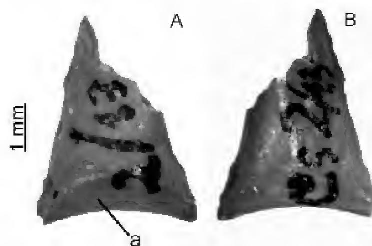
Figure 3. *Glaucidium baranensis. n. sp. proximal end of right humerus*
A. cranial view, a – crista bicipitalis; B. caudal view, b – crus dorsale fossae, c – tuberculum ventrale

Diagnózis: a recens törpekuvik méreteinek és jellegeinek nagyrészt megfelelő bagolyfaj, amely a recens faj elődje lehetett Európában, és így a Kárpát-medencében is. A humerus proximális epifízisén a *crista bicipitalis* (*3 ábra, a*) íveltebb, a *crus dorsale fossae* (*3 ábra, b*) hossszabban elnyúlik, a *tuberculum ventrale* (*3 ábra, c*) elmosódott. A humerus disztális epifízisén a *processus supracondylaris*



4. ábra. *Glaucidium baranensis.* n. sp. bal oldali felkarcsont disztális vége
Cranialis nézet, a – *processus supracondylaris dorsalis*

Figure 4. *Glaucidium baranensis. n. sp. distal end of left humerus*
Cranial view, a – processus supracondylaris dorsalis



5. ábra. *Glaucidium baranensis.* n. sp. bal oldali hollócsőrcsont mellcsonti vége
A. dorzális nézet, a -*facies articularis sternalis,* B. mediális nézet

Figure 5. *Glaucidium baranensis. n. sp. sternal fragment of left coracoideum*
A. Dorsal view, a -facies articularis sternalis, B. medial view

dorsalis (*4 ábra, a*) kevésbé kiugró. A coracoideumon a *facies articularis sternalis* (*5 ábra a*) keskenyebb és hosszabb.

Etimológia: a lelőhely régiója, Baranya megye után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — recens: *Glaucidium passerinum* (USNM, n=1; MTM, n=1); *G. brasilianum* (MTM, n=1).

Leírás: a recens fajnál kicsivel nagyobb, de jellegeiben vele megegyező kis bagolyféle.

A recens *Glaucidium passerinum* megfelelő méretei: humerus B=12,29 mm, C=7,44–7,60 mm, D=7,51 mm, E=2,47–3,00 mm, F=6,19 mm, G=2,48 mm; coracoideum G=5,50–6,54 mm.

Elterjedés: JÁNOSSY (1974a) jelez még egy *Glaucidium* sp. leletet a lengyelországi Rębielice felső-pliocénjéből (MN 16), egyébként fosszilis anyagban csak a recens faj ismert az alsó-pleisztocéntől kezdve. A nemzetség a pleisztocénnél korábbról mindössze az Egyesült Államokbeli felső-pliocén lelőhelyről ismert (Inglis, Cytrus County, Florida) a *G. explorator* EMSLIE, 1998 faj révén. A leírt anyagba számos vázrész tartozik, ám felkarcsontból csak töredékes proximális epifízis ismert, amely a recens *G. brasilianum* méretének felel meg. A tibiotarsus a recens *G. minutissimum* méreteivel rendelkezik, de csak nemzetség szintig határozták meg (EMSLIE 1998). A Bahama-szigetek pleisztocén rétegeiben talált tibiotarsusból a *G. dickinsoni* BRODKORB, 1959 fajt írták le. Utólag a *Speotyto cunicularia* (MOLLINA 1782) recens fajhoz sorolták be (OLSON & HILGARTNER 1982).

A törpekuvik őse jelen volt már az eocénban is: az *Eoglaucidium pallas* FISCHER, 1987 fajt több középső-eocén humerus-lelet alapján írták le a németországi Geiseltal lelőhelyről. Ugyanebből az emeletből a szintén németországi Messelben is megtalálták (FISCHER 1987, MAYR & PETERS 1998, MLÍKOVSKÝ 2002).

Athene BOIE, 1822

Athene noctua veta JÁNOSSY, 1992 / syn. *A. veta* JÁNOSSY 1974

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, Beremend 26, késő-pliocén (MN 15–16, MN 16), Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17).

Anyag: 2 combcsont, 3 karomcsont (Polgárdi 4; MÁFI), karomcsont és lábujjperc (Csarnóta 2; MÁFI), felkarcsont disztális vége, combcsont disztális epifízise, majdnem ép csüd, 2 karomcsont (Beremend 26; BKAH).

Méretek: humerus F=8,81 mm, G=4,38 mm; combcsont A=43,58 mm; B=41,63 mm; C=6,80–7,14 mm; D=5,23–5,46 mm; E=3,14–3,24 mm; F=6,92–7,01 mm, G=5,48–5,66 mm; tarsometatarsus A=32,0 mm, E=3,08 mm, F=5,98 mm, G=3,98 mm; ph. pedis A= 8,8 mm, E=1,8 mm; karomcsont A=5,65 mm, 5,80 mm; 7,6–8,9 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992 / syn. *A. veta* JÁNOSSY 1974 (MTM); — recens: *Athene noctua* (MTM n=8).

Leírás: eredetileg *A. veta* JÁNOSSY, 1974 fosszilis kuvikfajként, utólag kihalt alfajként írta le JÁNOSSY a lengyelországi Rębielice Królewskie I. alsó-plesiztocénjéből egy hollócsőrcsont craniális töredéke alapján (JÁNOSSY, 1974a). A recens kuviknál kisebb termetű fosszilis alfaj, amely a miocén végétől jelen van a Kárpát-medencében és környékén. Lehetséges, hogy egy rudabányai lelet (JÁNOSSY, 1991) is ehhez a taxonhoz tartozik, de töredékes volta és jellege miatt nem lehet biztosan megállapítani. A diagnózisban a *foramen pneumaticus* méretei alapján történik az elkülönítés. Az új anyagban a recens kuvik és a kihalt alfaj közti méretbeli különbség minden vázrésznél megnyilvánul. Mivel a nemzetség azonos korú vagy idősebb lelőhelyről a Kárpát-medencén kívül nem ismert, megjelenése arra utal, hogy a recens fajt megelőző taxonnal van dolgunk. Így mindenképpen jogos a kihalt alfaj fenntartása, amelyet MLÍKOVSKÝ (1992, 2002) a recens gatyáskuvik (*Aegolius funereus* LINNAEUS, 1758) fajhoz sorol, és elveti nemcsak a fosszilis faj, de az alfaj felállításának a jogosságát is. Ez nem elfogadható ennek az anyagnak az esetében, mivel a gatyáskuvik méretei jóval kisebbek az alfajénál.

Elterjedés: a kuvik csak az alsó-pleisztocéntől kezdve ismert Európában, így jelenléte a késő-miocénben a Kárpát-medencében ismételten a terület különleges paleoökológiai jelentőségét jelzi. Európából még a Földközi-tenger szigetvilágának pleisztocén üledékeiből ismertek kihalt *Athene* fajok. Az *Athene angelis* MOURER–CHAUVIRÉ et al. 1997 Korzika középső-pleisztocénjéből, az *A. trinactrie* PAVIA & MOURER, CHAUVIRÉ, 2002 Szicília középső-pleisztocénjéből és az *A. cretensis* WEESIE, 1982 Kréta felső-pleisztocénjéből került elő. Az Újvilágból a *Speotyto* fajok ismertek, amelyeket az *Athene* nemzetségbe soroltak (OLSON & HILGARTNER 1982), illetve a Délkelet-Ázsiából és az indiai szubkontinensről ismertek még kuvikfajok (DEL HOYO et al. 1999).

Strix LINNAEUS, 1758

Strix intermedia JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), valamint Villány 3 és Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17); Gombaszög, középső-pleisztocén (Q3).

Anyag: 2 lábujjperc (Beremend 16 és 17; MTM), felkarcsont proximális töredék, 4 lábujjperc (Beremend 26; BKAH), felkarcsont, combcsont, lábujjperc (Gombaszög; MTM), 4 karomcsont (Villány 3; MÁFI)

Méretek: humerus D=19,06 mm, F= apr. 13–14 mm, G=apr. 6,2 mm; femur E=3,97 mm, F=8,73 mm, G=6,57 mm, 4 phalanga pedis A= 18,96 mm, 16,46 mm, 11,95 mm és 10,74 mm, 14,14 mm, phalanx unghuis A=14,53–16,42 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972 (MTM); — recens: *Strix aluco* (MTM n=10); *S. uralensis* (MTM n=4).

Leírás: a recens macskabagoly és az uráli bagoly köztes méreteit mutató faj. MLÍKOVSKÝ (2002) a recens *S. aluco* fajhoz sorolja be, annak ellenére, hogy az utóbbi faj Európa-szerte csak az kora-pleisztocéntől ismert, de főleg a késő-pleisztocénre jellemző.

Elterjedés: JÁNOSSY Tarkőről (JÁNOSSY 1977) jelzi a fosszilis fajt, de Angliából, Franciaországból is ismert. Későbbi felfedezése Beremenden, majd Villányban (JÁNOSSY 1992) csak megerősítenek abban, hogy egy érvényes fajról van szó, amely a recens fajok (*Strix aluco* és *Strix uralensis*) közvetlen elődjének tekinthető. Annál is inkább, mert a másik két rokon taxont, az *Otus wintershofensis* BALLMANN, 1969 és *Strix edwardsi* ENNOUCHI, 1930 fajokat, sokkal korábbról — Európa alsó- és középső-miocénjéből — írták le (BALLMANN, 1969; MLÍKOVSKÝ 2002): Wintershof-West — MN 3 és Petersbuch 39 — MN 6 (Németország), Grive-Saint-Alban — MN 7–8 (Franciaország), és nem valószínű, hogy a recens fajok közvetlen elődei lennének. Mivel az utóbbinak legkorábbi megjelenése a spanyolországi Quibas-ból (Q1) ismert, nem kizárható a fosszilis macskabagoly létezése a Kárpát-medencében. A fosszilis fajhoz sorolt angliai (Boxgrove, Q1), csehországi (Stránská Skála, Konieprusy Q2), franciaországi (Saint-Ésteve-Janson, Q3) leletek is erre utalnak. A többi miocénből és pliocénből leírt kihalt macsakabagoly fajt revideálták, és más nemzetségbe sorolták. Így az olaszországi San Giovaninno alsó-pliocén (MN 14–15) lelőhelyről leírt *Strix perpasta* BALLMANN, 1976 faj a *Bubo perpastus* (BALLMANN 1976) nevet kapta (MLÍKOVSKÝ 1998a), a franciaországi Vieux-Collonges középső-miocén (MN 5) lelőhelyről jelzett *Strix collongensis* BALLMANN 1972 pedig *Alasio collongensis* (BALLMANN 1972) lett MLÍKOVSKÝ (1998b). A németországi Wintershof-West alsó-miocénjéből (MN 3) leírt *Strix brevis* BALLMANN, 1969 fajt, amelyet JÁNOSSY (1977, 1993) is jelez Rudabányáról, *Intulula brevis* (BALLMANN 1969) néven revideálja MLÍKOVSKÝ (2002).

Ord. Apodiformes PETERS, 1940
Fam. Apodidae OLPHE–GALLIARD, 1887
Apus SCOPOLI, 1777

Apus baranensis JÁNOSSY, 1977 / syn. *A. wetmorei* BALLMANN, 1976

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Osztramos 20, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: singcsont (Polgárdi; MÁFI), karomcsont (Csarnóta; MÁFI), felkarcsont (Osztramos 20; MTM).

Méretek: ulna A= 13,0 és 13,5 mm, B=2,63 mm, C=3,5 mm, E= 1,76 és 1,8 mm, F=3,04 mm, G=2,62 mm, humerus A=9,62 mm, C=5,29 mm, E=2,75 mm, F= 3,93 és 3,8 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Apus apus* (MTM n=2); *Apus melba* (MTM n=1).

Leírás: tipikus sarlósfecske jellegű, de a recens fajoknál kisebb fosszilis faj. MLÍKOVSKÝ (2002) az olaszországi alsó-pliocénből leírt (Chiro 24, MN 14–15) *Apus wetmorei* BALLMANN, 1976 fajhoz sorolja be a méretei alapján. A Csarnóta 2 (MN 15–16) lelőhelyről, de főleg Polgárdiból (MN 13) azonosított csontok az *A. wetmorei*-nél kisebb fajra utalnak, korban is megelőzik azt. Ezek alapján véleményem szerint nem azonos fajokról van szó.

Elterjedés: Európából a nemzetség az *Apus gaillardi* ENNOUCHI, 1930 révén ismert Franciaország (Grive-Saint-Alban) középső-miocénjéből (MN 7–8). A rokon *Cypselus* és *Collocalia* nemzetségek fosszilis alakjai — *Cypselus ignotus* MILNE-EDWARDS, 1871 és *Collocalia incerta* MILNE-EDWARDS, 1871 — szintén Franciország miocénjéből ismertek. MLÍKOVSKÝ (2002) az utóbbi két fajt a franciaországi eocénból leírt *Cypseloides mourerchauvireae* MLÍKOVSKÝ, 1989 fajjal együtt a *Procypseloides* HARRISON, 1984 nemzetséghez sorolja be. A recens fajok csak a kora-pleisztocéntől (Csehország: Stránská skála, Q2) kezdődően ismertek (MLÍKOVSKÝ 2002).

Chaetura STEPHEN, 1826

Chaetura baconica JÁNOSSY, 1977

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 11–12, 13); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: két részből álló törött singcsont (Polgárdi 4; MÁFI), ép felkarcsont, singcsont, egy-egy ép, ill. töredékes combcsont (Beremend 26, BKAH).

Méretek: humerus A=13,82 mm, B=8,68 mm, C=7,6 mm, D=6,21 mm, E=4,3 mm, F=5,76 mm, G=3,28 mm; ulna A=18,3 és 19,32 mm, B=3,69 mm, C=4,99 mm, E=2,1 és 2,48 mm, F=4,44 mm, G=3,69 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Chaetura pelagica* (MTM n=1), *Apus apus* (MTM n=2), *Apus melba* (MTM n=1).

Leírás: a singcsont jellegzetes alakja eltér a többi sarlósfecske félétől és egyértelműen a *Chaetura* nemzetségre utal. A proximális epifízis, valamint a lábujjpercen a *plantare-proximale tuberositas* valamennyi jellege is ezt mutatja.

Elterjedés: a kihalt faj csak a Kárpát-medencéből ismert, és egyúttal a nemzetség egyetlen képviselője Európa fosszilis madárfaunájában. Az *Apus* nemzetségnél említetteken kívül csak az eocénből ismertek még sarlósfecske-maradványok. Angliából a *Laputavis robusta* DYKE, 2001 fajt írták le a Londoni Agyag Formációból (DYKE 2001a; DYKE 2001b). Németországból Messel középső eocénjéből a *Parargornis messelensis*, MAYR, 2003, *Hassiavis laticauda* MAYR, 2004, valamint a *Protocypselomorphus manfredkelleri* MAYR, 2005 fajokat írták le (MAYR 2003, 2004, 2005).

Ord. Coraciiformes FORBES, 1884
Fam. Meropidae VIGORS, 1825
Merops LINNAEUS, 1758

Merops radobojensis (MEYER, 1865)

Lelőhely és kor: Rudabánya, középső-miocén (MN 9).

Anyag: singcsont disztális vége (Rudabánya; MÁFI).

Méret: ulna E=2,14 mm, F=3,74 mm, G=2,74 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Merops apiaster* (MTM n=3).

Leírás: jellegzetes gyurgyalag vázrész, a fosszilis fajnak megfelelő mérettel és korral.

Tárgyalás: a holotípusnál a tibiotarsus 2,05-ször hosszabb a csüdnél, ami jóval nagyobb az énekes madaraknál számított legnagyobb aránynál és megfelel a Meropidae típusnak. Ennek alapján az eredetileg *Fringilla radobojensis* MEYER, 1865 (Radoboj, középső-miocén, MN 7) néven leírt fajt MLÍKOVSKÝ (1997) határozta újra.

Elterjedés: a család és a nemzetség máshonnan nem ismert a kainozoikumból, csak Franciaország (Combe Grenal, Salpétre a Pompignan) felső-pleisztocénjéből (Q4/I) (MLÍKOVSKÝ 2002).

Fam. Coraciidae (VIGORS, 1825)
Eurystomus VIEILLOT, 1816

Eurystomus beremendensis sp. n.

Típus lelőhely és kor: Beremend 26, késő-pliocén (MN 16).

Holotípus: jobb oldali kézközépcsont proximális része (BKAH), (*6. ábra*).

Paratípusok: 2 karomcsont (BKAH), (*7. ábra*).

Méretek: carpometacarpus A=30,49 mm, B=28,6 mm, C=8,5 mm, D=4,5 mm; phalanx unghuis A= 6,64 és 5,25.

Diagnózis: a recens szalakótától (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758) elttérő jellegeket mutató és az *Eurystomus* nemzetség recens fajaihoz hasonlító kézközépcsonton a *processus extensorius* (*6. ábra, a*) hosszabb, laposabb és egyenesebb vonalban végződik, mint a recens fajoknál. A *processus pisiformis* (*6. ábra, c*) kiemelkedőbb. Előtte a *fovea carpalis cranialis* (*6. ábra, b*) sarló alakú és nagy méretű, ellentétben a recens fajoknál megfigyelhető jóval kisebb és kerek bemélyedésnél.

Etimológia: Beremend lelőhely után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Eurystomus* sp. (MTM — Betfia 2; MTCO — Betfia 9); — recens: *Eurystomus orientalis* (n=1 USNM.557239); *E. azareus* (n=1 USNM.560834);

Leírás: a recens fajnál nagyobb méretű szalakótafaj, a betfiai leletnél is nagyobb. A *Coracias* és *Eurystomus* nemzetségek közti főbb eltérések a kézközépcsontot illetően egyrészt a *processus extensorius* alakja, másrészt az *os metacarp alulare* dorsalis oldalán levő széles bemélyedés (*depresio muscularis interna*), ami jelen van az *Eurystomus* fajoknál, de hiányzik a *Coracias*-nál. Méreteiben a recens *E. orientalis* (LINNAEUS, 1758) fajhoz áll a legközelebb.



6. ábra. *Eurystomus beremendensis* n. sp. jobb oldali kézközépcsont proximális töredéke

A. dorzális nézet, a – *processus extensorius,* B. ventrális nézet, b – *fovea carpalis cranialis,* c – *processus pisiformis*

Figure 6. *Eurystomus beremendensis n. sp. proximal broken right carpometacarpus*

A. dorsal view, a – processus extensorius, B. ventral view, b – fovea carpalis cranialis c – processus pisiformis



7. ábra. *Eurystomus beremendensis* n. sp. 2 karomcsont

Figure 7. *Eurystomus beremendensis n. sp. 2 phalanges unghualis*

E. orientalis: A=30,02 mm; B=28,37 mm; C=8,31 mm; D=3, 71 mm; *E. azareus*: A=33,17 mm; B=30,61 mm; C=7,86 mm; D=4,01 mm; míg az *E. gularis* A=25,66 mm.

Etimológia: Beremend lelőhely után elnevezve.

Elterjedés: a nemzetséghez tartozó fosszilis leletet (*Eurystomus* sp. indet) csak GÁL (2002) említ a Betfia 9-es alsó-pleisztocén lelőhelyről, míg a recens szalakóta faj (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758) csak Ukrajnából, az alsó-pleisztocénből (Tarchankut, Q1) ismert (VOJINSTVENS'KYJ,

1967). A család többi nemzetségének képviselői hiányoznak Európa neogénjéből. Kihalt nemzetségekhez tartozó fajokat csak az eocénból írták le Franciaországból (Montmartre, Quercy) és Németországból (Messel): *Cryptornis antiquus* MILNE-EDWARDS, 1871; *Geranopterus alatus* MILNE-EDWARDS, 1892; *G. milneedwardsi* MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ, 2000 és *Eocoracias brachyptera* MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ, 2000 (MILNE-EDWARDS 1869–71; MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ 2000; MLÍKOVSKY 2002). Ennek megfelelően jelenlétük a Kárpát-medencében különlegességnek számít.

Fam. Upupidae BONAPARTE
Upupa LINNAEUS, 1758

Upupa phoeniculides JÁNOSSY, 1974

Lelőhely és kor: Beremend 38, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: kézközépcsont (BKAH).

Méret: carpometacarpus A=23,28 mm, B=22,18 C=6,1 mm D=3,2 mm, E1= 2,1 mm, F=3,61 mm, G=2,36 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Upupa epops* (MTM n=2); *Phoeniculus purpureus* (MTM n=1).

Leírás: az eredeti diagnózis szerint JÁNOSSY (1974b) az új fajt egy hollócsőrcsont alapján írta le Hundsheim (Ausztria) középső-pleisztocénjéből, mint a recens *Upupa epops* LINNAEUS, 1758 és *Phoeniculus purpureus* J. F. MILLER 1784 köztes jellegeit mutató taxont. Az *impressio ligamentum acrocoracoideum* sima felületű az *Upupa*-nál és éle van a *Phoeniculus*-nál. Ezt a morfológiai különbséget MLÍKOVSKÝ (2002) is elfogadja, mégis besorolja a fosszilis fajt a recens kecskefejőhöz. A Beremendről származó újabb lelet immár egy másik vázrészből hasonlóképpen köztes jellegeket mutat, arányaiban pedig megfelel a hundsheimi leletének. Az a tény, hogy a recens búbosbanka csak fiatalabb anyagból ismert — a nemzetséget a csehországi alsó-miocénből (MN 3) jelezték, de faj szintig nem határozták meg — a fosszilis faj érvényességét erősíti.

Elterjedés: legkorábbi jelzése Csehország felső-miocénjéből ismert (*Upupa* sp. — Merkur, MN 3) (MLÍKOVSKÝ 2002), majd a középső-pleisztocéntől kezdve Franciaországból és Spanyolországból, illetve az Atlanti-óceán Szt. Ilona-szigetéről írták le. Az utóbbi lelőhelyről OLSON (1975) egy kihalt fajt is jelez *Upupa antaios* OLSON, 1975 néven. BALLMANN (1969) a németországi miocénből (Wintershof West) Phoeniculinae gen. et sp. indet maradványokat írt le, amelyet *Phirriculus pinicola* MLÍKOVSKÝ & GÖHLICH 2000 néven revideáltak, és a recens Phoeniculidae BONAPARTE, 1831 rokon családhoz tartózónak vélnek (MLÍKOVSKÝ & GÖHLICH 2000).

Ord. Passeriformes (LINNAEUS, 1758)
Fam. Corvidae VIGORS, 1825
Corvus LINNAEUS, 1758

Corvus pliocaenus (PORTIS, 1889) / syn. *C. betfianus* KRETZOI, 1962

Lelőhely és kor: Polgárdi 5, késő-miocén (MN 13); Beremend 17, 18 és 26, késő-pliocén, kora-pleisztocén (MN 16, MN 17).

Anyag és méretek: III. táblázat.

III. táblázat. A *Corvus pliocaenus* (PORTIS, 1889) / syn. *C. betfianus* KRETZOI, 1962 csontméretei
***Table III.** Bone sizes of Corvus pliocaenus (PORTIS, 1889) / syn. C. betfianus KRETZOI, 1962*

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
coracoideum	44,00								Beremend 17	JÁNOSSY 1992
"	50,00								"	"
scapula		12,06	6,33	6,65	5,37				Betfia 5	GÁL 2002
carpometacarpus	61,00								Beremend 17	JÁNOSSY 1992
"						10,80			Betfia "Aven"	GÁL 2002
"								E1=4,00	Betfia 5	"
"								C1=6,30	"	"
femur, no=4	54,6-65,00								Beremend 17	JÁNOSSY 1992
tarsometatarsus					4,90			F1=3,30	Betfia 5	GÁL 2002
coracoideum					4,49			C1=5,80	Beremend 17	Új határozás
"					4,65		11,38		Polgárdi 5	"
humerus					8,20	18,69	10,08		Beremend 17	"
ulna						11,42	8,01		Beremend 26	"
carpometacarpus			12,36	6,94					Beremend 17	"
"			12,68	6,91					"	"
femur			11,26		5,11				Polgárdi 5	"
"			12,00	7,98					Beremend 17	"
"					4,75	11,05	8,88		Beremend 26	"

Összehasonlító anyag: — fosszlis: *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 (MTM); — recens: *Corvus corone* (MTM n=7) és *C. frugilegus* (MTM n=10).

Leírás: a különböző néven leírt taxonok közös jellegzetessége, hogy méreteikben a varjak és a holló között helyezkednek el. MLÍKOVSKÝ (2002) egyes taxonokat (*C. antecorax, C. janossyi*) a hollóhoz, míg másokat (*Corvus pliocaenus, C. betfianus*) a recens dolmányosvarjúhoz (*C. corone*) sorolt be. Véleményem szerint egy, a középső-pleisztocénben kihalt átmeneti típusról van szó. A leletek kora és méretei miatt a *Corvus pliocaenus* fajt tartom érvényesnek. Ebben a méretben ez a legrégebbi varjúféle Európában.

Elterjedés: Franciaország, Németország, Csehország, Spanyolország alsó-pleisztocénjéből (Mas Ramboult, Valerots, illetve Untermassfeld, Q1 és Stránská skála, Sima del Elefante, Q2), valamint Franciaország középső-pleisztocénjéből (Arago, Saint-Estéve-Janson, Lunel Viel, Orgnac, Q3) ismertek a Kárpát-medencén kívül (REGALIA 1902, JÁNOSSY 1972, MOURER-CHAUVIRÉ 1975). A hasonló méretű, *Corvus simionescui* KESSLER, 1979 fajt a Kárpát-medencétől keletre eső Măluşteni-Bereşti (Románia) alsó-pliocénjéből (MN 15) írtam le (KESSLER 1979), s amelyet MLÍKOVSKÝ (2002) szintén a recens *Corvus corone*-hoz sorol.

Corvus hungaricus LAMBRECHT, 1916

Lelőhely és kor: Beremend 17; Nagyharsány 1–4, kora-pleisztocén (MN 17, Q2).

Anyag: felkarcsont disztális vége, majdnem ép csüd (Nagyharsány; MTM), disztális felkarcsont, két proximális kézközépcsont vég, combcsont proximális epifízis; egy proximális és két disztális csüdtöredék (Beremend 17; BKAH).

Méretek: tarsometatarsus A= 67 mm, C=10 és 11,29 mm, E= 4,0 illetve 4,51 és 4,27 mm, F=8,67 és 7,94 mm, G=5,26 és 4,56 mm; humerus C=18,69 mm, D=10,08 mm, F=13,5 mm; carpometacarpus C= 12,68 és 12,36 mm, D=6,91 és 6,94 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 (MTM); — recens: *Corvus corax* (MTM n=2).

Leírás: holló méretű, de annál karcsúbb csontozatú varjúféle. MLÍKOVSKÝ (2002) a taxon újravizsgálatát indítványozta, amit az elmúlt hónapokban megtettem, és az eredmény igazolja az eredeti diagnózist. A nagyharsányi és a beremendi lelőhelyen talált leletek is ezt bizonyítják. Mivel az Európa fosszilis és recens madárfaunájából ismert többi hollónagyságú fajt később írták le, a prioritás elve szerint is a *Corvus hungaricus* elnevezés megtartását javaslom.

Elterjedés: Franciaország pliocén–alsó-pleisztocén határáról és középső-pleisztocénjéből (Senéze, Saint-Estéve-Janson, Lunel Viel, MN 17–18, Q2 és Q3) ismertek még a *Corvus antecorax* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 és a *Corvus pliocaenus janossyi* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 neveken leírt hasonló méretű leletek (MOURER-CHAUVIRÉ 1975).

Corvus harkanyensis n. sp.

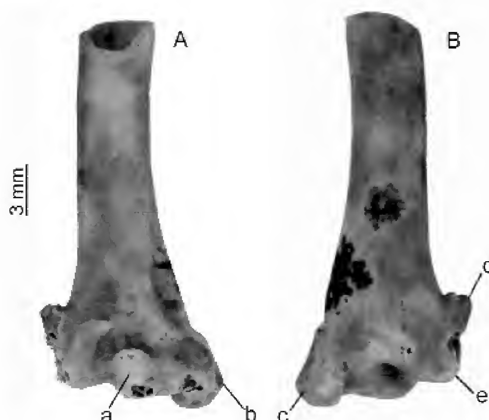
Típuslelőhely és kor: Csarnóta 2; késő-pliocén (MN 15–16).

Holotípus: jobboldali felkarcsont, disztális rész (BKAH), (*8. ábra*).

Paratípus: baloldali lábszárcsont, disztális epifízis (BKAH), (*9. ábra*).

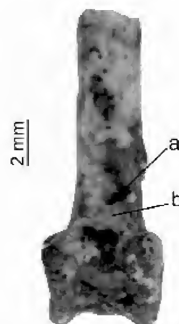
Méretek: humerus: E= 4,90 mm; F= 11,53 mm; G=5,89 mm; H= 6,20 mm; tibiotarsus E=3,10 mm; F=5,60 mm; G=5,71 mm.

Diagnózis: a csókának megfelelő méretű varjúféle, amelynél a *condylus ventralis* (*8. ábra, a*) nem tojásdad, hanem gömbölyded alakú, az *epicondylus ventralis* (*8. ábra,*



8. ábra. *Corvus harkanyensis* n. sp. jobb oldali felkarcsont disztális vége
A. cranialis nézet, a – *condylus ventralis*, b – *epicondylus ventralis;* B. caudalis nézet, c – *processus flexorius*, d – *processus supracondylaris dorsalis*, e – *condylus dosalis*

Figure. 8. *Corvus harkanyensis n. sp. distal end of the right humerus*
A. cranial view, a – condylus ventralis, b – epicondylus ventralis; B. caudal view, c – processus flexorius, d – processus supracondylaris dorsalis, e – condylus dosalis



9. ábra. *Corvus harkanyensis* n. sp. bal oldali lábrszárcsont disztális epifízise
Cranialis nézet, a – *sulcus extensorius*, b – *pons supratendineus*

Figure 9. *Corvus harkanyensis n. sp. distal epyphysis of the left tibiotarsus*
Cranial view, a – sulcus extensorius, b – pons supratendineus

b) jóval, szélesebb, vaskosabb, a *processus flexorius* (*8. ábra, c*) meg kiemelkedőbb. A *processus supracondylaris dorsalis* (*8. ábra, d*) és a *condylus dosalis* (*8. ábra, e*) között a csont széle majdnem egyenes, ellentétben a csókákra jellemző beöblösödésre. A lábszárcsont disztális végén a *pons supratendineus* (*9. ábra, b*) felett a *sulcus extensorius* (*9. ábra, a*) vége nem legömbölyödő, hanem elkeskenyedik.

Etimológia: Harkány város után elnevezve, amelyhez a csarnótai lelőhely tartozik.

Összehasonlító anyag: — recens: *Corvus monedula* (MTM n=12).

Leírás: a recens csóka jellegeivel és méreteivel rendelkező fosszilis faj, feltehetően a mai alak elődje lehetett a Kárpát-medencében.

A recens faj méretei: humerus E=4,1–4,6 mm; F=9,4–11,1 mm; G=5,4–6,1 mm; H=5,5–6,46 mm; tibiotarsus: E=3,0–3,1 mm; F=6,9–7,8 mm; G= 5.8–6,2 mm.

Elterjedés: a kistermetű *Corvus* fajok, mint a *C.* cf. *monedula* (Varsec, Bulgária, MN 17; BOEV, 2000) csak a késő-pliocéntől kezdődően ismertek Európában. A Kárpát-medencéből és közvetlen szomszédságából a csehországi Stránská skála alsó-pleisztocénjéből írták le a *Corvus moravicus* MLÍKOVSKÝ, 1995 kihalt fajt, de ezt utólag maga a szerző vonta vissza és az anyagot a recens csókához (*C. monedula* LINNAEUS, 1758) sorolta (MLÍKOVSKÝ 2002). Ez utóbbit számos alsó-, középső- és felső-pleisztocén lelőhelyről is azonosították (GÁL 2002, JÁNOSSY 1979a).

Az említett Corvidae leleteken kívül csak Észak-Amerika miocénjéből írtak még le varjúleletet. OLSON & RASMUSSEN (2001) a Lee Creek Mine lelőhelyről jelzik a *Corvus* aff. *ossifragus* WILSON, 1812 fajt tibiotarsus-maradvány alapján.

†*Miocorvus* LAMBRECHT, 1933

Miocorvus larteti (MILNE-EDWARDS, 1871)

Lelőhely és kor: Tasádfő (Tăşad, Románia), középső-miocén (MN 7); Rudabánya 3 (MN 9) és Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17); (JÁNOSSY 1992, GÁL & KESSLER 2006)

Anyag: disztális kézközépcsont, phal. 1 dig. II alae (Csarnóta 2; MÁFI), 4 disztális tibiotarsus (Rudabánya 3 és Polgárdi 4 — MÁFI; Beremend 26- BKÁH), disztális csüd (Beremend 17, MTM), 4 phal. pedis (Tasádfő, MTCO).

Méretek: carpometacarpus F=5,6 mm, G=3,3 mm; kézujjperc proximális szélessége 3,36 mm, disztális szélessége 3,43 mm, taraj legnagyobb magassága 4,69 mm; tibiotarsus E=2,49; 2,80 és 2,92 mm, F=5,44, 5,51, 5,65, illetve 5,78 mm, G=5,72 és 6,89 mm, tarsometatarsus F=5,6 mm, G=3,3 mm, coracoideum C=6,7 mm, D=3,68 mm, E=2,84 mm; phalanx unghuis A=kb. 7 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Corvus corone* (MTM n=7), *Garulus glandarius* (MTM n=5), *Nucifraga caryocatactes* (MTM n=2), *Pyrrhocorax graculus* (MTM n=1) és *Pica pica* (MTM n=6).

Leírás: a MILNE-EDWARDS által csüdből leírt szajkó nagyságú varjúfélét (*Corvus larteti* MILNE-EDWARDS, 1871) LAMBRECHT KÁLMÁN nevezte át (LAMBRECHT, 1933). Ide soroltam be a JÁNOSSY (1979a; 1996) által Csarnóta 2-ről és Beremend 17-ről szajkóként leírt anyagot is.

Elterjedés: a típuslelőhelyen — Franciaország középső-miocénje, Sansan, MN 6 (MILNE-EDWARDS, 1869–1871) — kívül a romániai Tasádfő (Taşad) középső-miocénjéből (MN 7) és a szintén romániai Dobrudzsa középső-miocénjéből (Credinţa, MN 8) jelezték még ezt a fajt (GÁL & KESSLER 2006).

Pica (LINNAEUS, 1758)

Pica pica major MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 / syn. *Pica major* JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17).

Anyag és méretek: IV. táblázat.

Összehasonlító anyag: — recens: *Pica pica* (MTM n=6).

Leírás: a fosszilis szarka fajt MLÍKOVSKÝ (2002) a recens csókához sorolja a JÁNOSSY (1972) által meghatározott Stránská skála-i anyag alapján. A fosszilis anyag vizsgálatánál megbizonyosodtam, hogy a Kárpát-medencéből származó anyag tekintetében ez nem helytálló, a méretbeli és morfológiai jellegek egyaránt ez ellen szólnak. A Csarnóta 2, Beremend 17 és Beremend 26, valamint számos alsó-pleisztocén anyag vizsgálata alapján egyértelmű a fosszilis faj érvényessége. A szarka jellegek jól kimutathatóak, hasonlóan a recens fajnál nagyobb méretekhez. A recens faj egyébként csak Európa középső- pleisztocénjétől ismert, és valószínűleg a fosszilis faj közvetlen utóda.

Elterjedés: A fosszilis alfajt (*Pica pica major*) MOURER-CHAUVIRÉ (1975) is jelzi a franciaországi középső-pleisztocénből (Saint-Estéve Janson, Lunel Viel, Q3), míg a recens faj csak a késő-pleisztocéntől kezdődően ismert. Egy nemzetség szintig leírt szarkalelet (*Pica* sp.) ismert még a bulgáriai felső-pliocénből (Varsec MN 17) (BOEV 1995; MLÍKOVSKÝ 2002).

Pyrhocorax graculus vetus KRETZOI, 1962

Lelőhely és kor: Gombaszög (Gombasek, Szlovákia) (középső-pleisztocén).

Anyag és méretek: V. táblázat

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962 (MTM); — recens: *Pyrrhocorax graculus* (MTM n=1); *P. pyrrhocorax* (MTM n=2).

Leírás: a recens havasi csókától méreteiben és főleg arányaiban eltérő alfajt, amelyet KRETZOI (1962) Betfia 5. alsó-pleisztocénjéből írt le, MLÍKOVSKÝ (2002) a recens

IV. táblázat. A *Pica pica major* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 csontméretei

Table IV. *Bone sizes of Pica pica major* MOURER-CHAUVIRÉ, *1975*

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus			13,40						Hundsheim	JÁNOSSY 1974
coracoideum			5,80					D1=4,49	Beremend 17	Új határozás
"				ap. 7–8					Csarnóta 2	"
"					2,13			C1=2,92	"	"
"					2,35			C1=3,45	"	"
scapula		6,26	3,47	4,44	3,04				"	"
cubitus			6,65		3,21				"	"
radius					1,81	4,48	2,51		"	"
carpometacarpus	34,22	29,69	8,47	4,27		5,47	3,01		Beremend 26	"
"					ap. 7			E1=3,10	"	"
phalanga alae	3,36	3,43	4,69						Csarnóta 2	"
femur		7,54	4,03	3,51					"	"
tibiotarsus					ap. 3,5	5,52	5,76		"	"
phalanx unghuis	ap. 6,7	2,55	1,24	1,41					"	"
"	ap. 9								"	"
"	ap. 12,5	3,78	1,85	3,10					Beremend 26	"

fajhoz sorolta. Ennek ellentmond az, hogy egyrészt valóban kimutathatók a diagnózis által is jelzett különbségek, másrészt az alfaj előfordulásai a recensnél sokkal idősebb anyagokban (Csarnóta 2, Beremend 17, és számos más felső- és középső-pleisztocén lelőhely) is kimutatható volt. Mindezek megerősítik a véleményemet, hogy a recens fajnak a fosszilis alfajáról van szó, mint a recens faj közvetlen elődje.

V. táblázat. A *Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962 csontméretei

Table V. *Bone sizes of Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, *1962*

Csont tipus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
carpometcarpus	36,20	33,20				8,20		E1=3,00	Betfia "Aven"	KRETZOI 1962
tibiotarsus					3,15	5,43	6,12		„	KRETZOI 1962
„					3,28	6,44	5,85		„	„
coracoideum					2,75		8,50		Betfia 2	GÁL 2002
„	31,45	29,19	6,60	3,31	2,90				Betfia "Aven"	„
humerus						10,84	5,78		Kiskóh-1	„
„		20,64	12,82		4,70				Betfia "Aven"	„
ulna					4,16	7,73	5,57		„	„
„					3,65	7,60	4,82		„	„
„					3,87	7,00	4,70		Betfia 2	„
radius			3,32	3,03					Betfia "Aven"	„
femur	37,81	35,95	7,15	4,08	3,20	7,24	5,41		„	„
„					3,40	7,89	5,74		„	„
„					3,30				„	„
tibiotarsus	65,20		7,53	6,47	3,45	5,84	5,64		„	„
„				6,76	3,00				„	„
„					3,00				Betfia 2	„
„						6,22	5,05		„	„
tarsomets					2,80				„	„
„					2,53			E1=1,70	Betfia "Aven"	„
phalanx unghuis	10,00	3,19	1,81	3,15					Betfia 9	„
„	9,50	3,65	2,00	3,29					„	„
ulna	59,85	7,7	8,32	9,22	4,27	7,96	5,41		Gombaszög	Új határozás
femur			8,1	5,44	3,65					
„						6,61	5,04			
tibiotarsus						6,19	5,7			

Elterjedés: a faj ismert még Bulgária és Spanyolország felső-pliocénjéből is (Varsec, illetve Meda Gran, MN 17), valamint számos franciaországi és néhány görögországi lelőhelyről is az alsó- és középső-pleisztocénből. Ma az Alpokban, Pireneusokban és a Balkán-félszigeten található meg, valamint ezen hegységek barlangjainak felső-pleisztocén és holocén üledékeiben.

Más meghatározott anyagok

Ord. Columbiformes LATHAM, 1790
Fam. Columbidae ILLIGER, 1811
Columba LINNAEUS, 1758

Columba palumbus LINNAEUS, 1758 — Jósvafő: Musztáng-barlang (késő-glaciális– holocén), (MÁFI)
Columba sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Pteroclidae BONAPARTE, 1831

Pteroclidae sp. indet. — Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8), (MMP)

Ord. Cuculiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Cuculidae, VIGORS, 1825

Cuculidae gen. et sp. indet. — Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8), (MMP)

Ord. Strigiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Strigidae VIGORS, 1825
Bubo DUMÉRIL, 1806

Bubo bubo (LINNAEUS, 1758) — Villány 3 (MN 17), (MÁFI)

Strix LINNAEUS, 1758

Strix aluco (LINNAEUS, 1758) — Gombaszög (Gombasek — Szlovákia; középső-pleisztocén), (MTM); Jósvafő: Musztáng-barlang, Miskolc: Felső-forrás (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)
Strix sp. — Rudabánya (késő-miocén, MN 9), (MÁFI).

Ord. Coraciiformes FORBES, 1884
Fam. Upupidae BONAPARTE
Upupa LINNAEUS, 1758

Upupa epops (LINNAEUS, 1758) — Kevélynyergi-zsomboly (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Ord. Piciformes (MEYER ET WOLF), 1810
Fam. Picidae VIGORS, 1825
Picus LINNAEUS, 1758

Picus sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH).

Dendrocopos KOCH, 1816

Dendrocopus sp. *1, Dendrocopus* sp. *2, Dendrocopus* sp. *3. (D. medius, D. minor* és *D. major* méret) — Beremend 26 (MN 16), (BKAH).

Ord. Passeriformes (LINNAEUS, 1758)
Fam. Corvidae, VIGORS, 1825
Corvus LINNAEUS, 1758

Corvus corone LINNAEUS, 1758 — Nagysomlyói-árok (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)
Corvus sp. — Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)
Corvus sp. indet. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Nucifraga VIEILLOT, 1816

Nucifraga caryocatactes LINNAEUS, 1758 — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Garrulus VIEILLOT, 1816

Garrulus glandarius (LINNAEUS, 1758) — Miskolc: Felső-forrás, Névtelen-barlang, Rezi, Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Pyrrhocorax VIEILLOT, 1816

Pyrrhocorax pyrrhocorax (LINNAEUS, 1758) — Villány 3 (MN 17), (MÁFI); Nagyharsány 1–4. (középső-pleisztocén), (MTM)

Fam. Paridae BOIE, 1826
Parus LINNAEUS, 1758

Parus sp. *1, Parus* sp. *2* — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sittidae (BONAPARTE, 1831)
Sitta LINNAEUS, 1758

Sitta sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)
Sittidae sp. indet. — Polgárdi 5 (MN 13), (MÁFI).

Fam. Certhiidae (VIGORS, 1825)
Certhia LINNAEUS, 1758

Certhia sp. — Polgárdi 4 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Muscicapidae, VIGORS, 1825
Turdus LINNAEUS, 1758

Turdus iliacus LINNAEUS, 1766 — Nagyharsány 1–4 (középső-pleisztocén), (MTM)

Turdus merula LINNAEUS, 1758 — Miskolc: Névtelen-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Turdus sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH); Süttő 1–4 (felső-pleisztocén), (MTM)

Turdus sp. (*T. pilaris* méret) — Beremend 17 (MN 16), (MTM)

Luscinia FORSTER, 1817

Luscinia sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI)

Muscicapidae sp. indet. — Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sylviidae, VIGORS, 1825
Sylvia SCOPOLI, 1769

Sylvia sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Acrocephalus NAUMANN, 1811

Acrocephalus sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Motacillidae (VIGORS, 1825)
Anthus BECHSTEIN, 1807

Anthus sp. — Polgárdi 4. (MN 13), (MÁFI).

Motacilla LINNAEUS, 1758

Motacilla sp. — Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Bombycillidae (SWAINSON, 1832)
Bombycilla VIELLOT, 1808

Bombycilla sp. *1*, *Bombycilla* sp. *2* — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Troglodytidae, VIEILLOT, 1807
Troglodytes VIEILLOT, 1807

Troglodytes sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI)

Fam. Cinclidae (CABANIS, 1847)
Cinclus BORKHAUSEN, 1897

Cinclus sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI)

Fam. Prunellidae RICHMOND, 1908
Prunella VIEILLOT, 1818

Prunella sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI)

Fam. Laniidae, SWAINSON, 1834
Lanius LINNAEUS, 1758

Lanius excubitor LINNAEUS, 1758 — Kevélynyergi-zsomboly (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Lanius sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sturnidae VIGORS, 1825
Sturnus LINNAEUS, 1758

Sturnus sp. — Polgárdi 4, (MN 13), (MÁFI)

Fam. Passeridae (ILLIGER, 1811)
Coccothraustes BRISSON, 1760

Coccothraustes coccothraustes (LINNAEUS, 1758) — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Pyrrhula (LINNAEUS, 1758)

Pyrrhula pyrrhula LINNAEUS, 1758 — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Pinicola VIEILLOT, 1807

Pinicola sp. — Tarkő (középső-pleisztocén), (MTM)

Fringillidae sp. indet. — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Emberizidae Vigors, 1831
Emberiza VIGORS, 1831

Emberiza calandra LINNAEUS, 1758 — Miskolc: Felső-forrás (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Emberiza sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Emberizidae sp. indet. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI).

Passeriformes indet. — Polgárdi 4 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 17, Beremend 26, Beremend 38 (MN 16), (BKAH); Süttő 1–4 (középső-pleisztocén), (MTM); Bakonynána, Cserépfalu: Subalyuk (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Aves indet. — Mátraszőlős 1 (MN 6–8), (MMP); Rudabánya (MN 9), Polgárdi 4, 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH); Villány 5, (MÁFI); Győrújfalu (kora-pleisztocén), (BKAH); Bélmegyer, Rezi (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Paleoökológiai és ősföldrajzi értékelés

A jelen részben tárgyalt fajok közül szinte teljes mértékben hiányoznak a vizes élőhelyek (tavi, mocsári és folyóvízi) madarai, viszont nagy számban fordulnak elő mind a nyílt területek, mind az erdős és sziklás élőhelyekre jellemző típusok.

Meglepő a pusztai tyúk jelenléte. A félsivatagos-sivatagos vidékek talaján élő és költő, magevő madár miocén kori jelenléte a Kárpát-medencében meglepő, de a paleogénben és a neogénben eléggé gyakoriak a kontinens nyugati részén. A mátraszőlősi lelet vonuló vagy kóborló példánytól is származhat.

A nyílt területek jellemző madarai a sarlósfecskék, amelyek igen jellegzetes morfológiával és életmóddal rendelkező rovarevő, vonuló madarak. A rend többi tagja a trópusi vidékek lakója. Életük nagy részét a levegőben töltik el, csak költés idején szállnak le sziklapárkányokra vagy sziklafalakra épített fészkeikhez, ezek jelenléte létfontosságú a szaporodásukhoz. Ugyanez mondható el a szintén sziklás vagy lösz/agyagfalas élőhelyen előforduló sarlósfecskékről és gyurgyalagokról is. A kakukkfajok tipikus fészekparaziták. Európában csak nyári vendégek, mivel rovarevők. Rejtettebb életmódjuk és a fészkelés kimaradása miatt ritkán válnak a ragadozók zsákmányává.

Az azonosított fajok túlnyomó többsége — a pusztai tyúk és pacsirták kivételével — fákon, azok odvaiban, vagy sziklaüregekben fészkel, így jelenlétük ezek létezését feltételezi.

Faunisztikai érdekesség az *Eurystomus* és *Chaetura* nemzetségek kihalt fajainak a jelenléte. Az előbbi egy szalakótaféle, a másik egy sarlósfecske, de ma mindkettő a meleg égövre jellemző nemzetség. Annál gyakoribbak ma is a baglyok és a varjúfélék képviselői, amelyek számos kihalt faját és alfaját ismerjük a Kárpát-medencéből.

Eredmények, következtetések

Mivel a jelen dolgozatban tárgyalt taxonok többnyire csak a paleogén végétől és a neogéntől ismertek a fosszilis madárfaunákból világszerte, nem meglepő, hogy többségük nem a vízi, hanem az erdős és sziklás élőhelyek lakója. Főleg sziklaüregekben, fákon vagy a fák odvaiban fészkelnek, így fiókáik kötelező módon fészeklakók.

Ez a jelleg, ellentétben a fészekhagyókkal, az evolúció során később jelenik meg a madárvilágban. Másik jellegzetessége az itt tárgyalt rendszertani csoprotoknak, ezek közül is elsősorban az énekesmadaraknak (Passeriformes), hogy a specializálódás során már igen hamar kialakulnak azok a morfológiai jellegek, amelyek következtében igen nehéz megkülönböztetni a miocénben élt elődöket a pleisztocén, illetve recens fajoktól. Nem véletlen, hogy igen kevés faj szintig leírt taxont ismerünk ebből a csoportból a neogénből. Jelen dolgozatban is számos lelőhelyről szerepelnek különböző nemzetségek, de csak a nagyobb termetű varjúfélék között találunk kihalt fajokat.

A jelen (III.) részben a következő új fajokat írtam le: *Glaucidium baranensis* sp. n., *Cuculus pannonicus* sp. n., *Eurystomus beremendensis* sp. n. és *Corvus harsanyiensis* sp. n. A már ismert fosszilis fajok tárgyalásánál kitértem azok rendszertani helyzetére és saját argumentumaim szerint értékeltem őket. Így a *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992 / *A. veta* JÁNOSSY, 1974; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977 / *A. wetmorei* BALLMANN, 1976; *Upupa phoeniculides* JÁNOSSY, 1974; *Corvus pliocaenus* (PORTIS, 1889) / *C. betfianus* KRETZOI, 1962 és a *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 esetében az eredeti meghatározások helyességét támasztottam alá, míg a *Pica pica major* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 / *Pica major* JÁNOSSY, 1972 esetében a fosszilis faj alfajként való elismerését szorgalmazom. Ugyanez vonatkozik a kihalt havasi csóka (*Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962) alfajra is, MLÍKOVSKÝ (2002) ellenvetéseivel szemben. Dolgozatomban kitértem a kihalt fajok földrajzi elterjedésére, illetve dokumentáltam őket az ismert és elérhető szakirodalom segítségével.

A III. részben felsorolt, leírt és tárgyalt fosszilis anyag 29 lelőhelyről 61 taxont képvisel, amelyből 31-et fajszintig (a három alfajjal együtt), 22-őt nemzetség szintig, 6-ot család és egyet rend szintig határoztam meg, több anyagot pedig csak osztály szintig (Aves indet.) lehetet azonosítani. A taxonok 41 nemzetséghez, 25 családhoz és 7 rendhez tartoznak, ebből egy nemzetség, 14 faj és 3 alfaj kihalt. Négy taxon új fosszilis faj a tudomány számára (BRODKORB 1967, 1971, 1978, és MLÍKOVSKÝ 2002 után ellenőrizve).

Koruk szerint a meghatározott anyagok a következőképpen sorolhatók be:

Miocén

Mátraszőlős 1: Cuculidae gen. et sp. indet. (Passeriformes indet. helyett), Pteroclidae gen. et sp. indet., Aves indet. (PM).

Tasádfő (Taşad, Románia): *Miocorvus larteti* (MTCO).

Rudabánya 2 és Rudabánya 3: *Strix* sp. indet. (2), *Merops radobojensis* (2), *Miocorvus larteti* (3), Aves indet. (2) (MÁFI).

Polgárdi 4 és Polgárdi 5: *Cuculus pannonicus* n. sp. (4), *Tyto campiterrea* (4), *Surnia robusta* (4, 5), *Athene noctua veta* (4), *Apus baranensis* (4), *Chaetura baconica* (4), *Corvus pliocaenus* (5), *Miocorvus larteti* (4), *Parus* sp. (4), Sittidae sp. indet. (5), *Certhia* sp. (4), *Turdus* sp. (4, 5), *Luscinia* sp. (4), Muscicapidae sp. indet. (5), *Acrocephalus* sp. (4), *Anthus* sp. (4), *Motacilla* sp. (5), *Bombycilla* sp. (4, 5), *Troglodytes* sp. (4), *Prunella* sp. (4, 5), *Lanius* sp. 1, *Lanius* sp. 2. (5), *Sturnus* sp. (4), *Fringillidae* sp. (5), Emberizidae sp. indet. (5), Passeriformes indet. (4), Aves indet. (4, 5) (MÁFI).

Pliocén

Csarnóta 2: *Glaucidium baranensis, Athene noctua veta, Apus baranensis, Corvus harkanyensis* n. sp., *Miocorvus larteti, Pica pica major, Sitta* sp., *Certhia* sp., *Turdus* sp., Muscicapidae sp. indet., *Sylvia* sp, *Motacilla* sp., *Bombycilla* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius* sp., *Fringillidae* sp., *Emberizidae* sp., Passeriformes, Aves indet. (MTM).

Villány 3: *Bubo* cf. *bubo, Strix intermedia, Pyrrhocorax pyrrhocorax* (MTM).

Osztramos 20: *Apus baranensis* (MTM).

Beremend 15: *Cuculus pannonicus* n. sp. (MTM).

Beremend 18: *Corvus pliocaenus, Miocorvus larteti* (BKAH).

Beremend 26: *Glaucidium baranensis* n. sp., *Athene noctua veta, Strix intermedia, Chaetura baconica, Eurystomus beremendensis* n. sp., *Corvus pliocaenus, Miocorvus larteti, Pica pica major, Columba* sp., *Picus* sp., *Dendrocopos* sp. 1, *Dendrocopos* sp. 2, *Dendrocopos* sp. 3 (*D. medius, D. minor* és *D. major* méret), *Corvus* sp., *Nucifraga caryocatactes, Parus* sp. 1, *Parus* sp. 2, *Sitta* sp., *Certhia* sp., *Turdus* sp., Muscicapidae sp. 1, Muscicapidae sp. 2, *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Motacilla* sp., *Bombycilla* sp. 1, *Bombycilla* sp. 2, *Lanius* sp., *Coccothraustes coccothraustes, Pyrrhula pyrrhula, Fringillidae* gen et sp. indet., *Lanius* sp. (*L. excubitor* méret), *Emberiza* sp., Passeriformes sp. indet., Aves sp. indet., (BKAH).

Beremend 38: *Upupa phoeniculoides,* Passeriformes sp. indet. (BKAH).

Kora-pleisztocén

Beremend 17: *Tyto campiterrae, Athene noctua veta, Strix intermedia, Corvus pliocaenus, Corvus hungaricus, Miocorvus larteti, Pica pica major, Turdus* sp. (*T. pilaris* méret), Passeriformes indet. (BKAH).

Villány 5: Aves sp. indet. (MÁFI).

Győrújfalu: Aves sp. indet. (BKAH).

Középső-pleisztocén

Nagyharsányhegy 1–4: *Corvus hungaricus, Pyrrhocorax pyrrhocorax* és *Turdus iliacus* (MTM).

Tarkő: *Pinicola* sp. (MTM).

Gombaszög (Gombasek, Szlovákia): *Strix intermedia, Strix aluco, Pyrrhocorax graculus vetus* (MTM).

Késő-pleisztocén: Riss–Würm, késő-glaciális–holocén

Bakonynána: Passeriformes sp. indet. (MÁFI).

Bélmegyer: Aves indet. (MÁFI).

Cserépfalu: Subalyuk: Passeriformes sp. indet. (MÁFI).

Jósvafő: Musztáng-barlang: *Columba palumbus, Strix aluco* (MÁFI).

Kevélynyergi-zsomboly: *Upupa epops, Lanius ecubitor* (MÁFI).

Miskolc: Felső-forrás: *Strix aluco, Garrulus glandarius, Emberiza calandra* (MÁFI).

Miskolc: Névtelen-barlang: *Turdus merula, Garrulus glandarius* (MÁFI).

Nagysomlyói-árok: *Corvus cornix* (MÁFI).

Süttő 1–4: *Turdus* sp., Passeriformes sp. indet. (MTM).

Rezi: *Garrulus glandarius*, Aves indet. (MÁFI).

Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang: *Garrulus glandarius, Corvus* sp. (MÁFI).

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Dr. GASPARIK Mihálynak (MTM), Dr. HÍR Jánosnak (Pásztói Városi Múzeum), Dr. KORDOS Lászlónak (MÁFI), Dr. VENCZEL Mártonnak (Körösök Vidéke Múzeum), valamint PONGRÁCZ Lászlónak a harkányi „Beszélő Kövek Alapítvány" vezetőjének, az általuk vezetett gyűjteményekben található leletek rendelkezésemre bocsátásáért. A leletek meghatározása a Magyar Természettudományi Múzeum összehasonlító madárcsontgyűjteménye segítségével történt, amiért Dr. SZABÓ János és Pálfy József tárvezetőknek, valamint Dr. GASPARIK Mihály kurátornak tartozom köszönettel. Dr. GÁL Erika hasznos szakmai megjegyzésekkel segítette munkámat. Kutatásomat 1998–2002 között az MTA Domus Hungarica et Scientiarum Közalapítvány, valamint az Oktatásügyi Minisztérium NATO ösztöndíja támogatta.

Irodalom — References

BALLMANN, P. 1969: Die Vögel aus der altburdigalen Spaltenfüllung von Wintershof (West) bei Eichstätt in Bayern. — *Zitteliana* **1**, 5–61.

BALLMANN, P. 1972: Les oiseaux miocènes de Vieux-Collonges (Rhône). — *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **50**, 93–101.

BALLMANN, P. 1976: Fossile Vögel aus dem Neogen der Halbinsel Gargano (Italien), zweiter Teil. — *Scripta Geologica* **38**, 1–59.

BAUMEL, J. J., KING, A. S., LUCAS, A. M., BREAZILE, J. E. & EVANS, H. E. 1979: *Nomina anatomica avium.* — Acad. Press, London, 637 p.

BOEV, Z. N. 1995: Middle Villafranchian birds from Varshets (western Balkan range – Bulgaria). — In: PETERS D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **181**, 259–269.

BRODKORB, P. 1959: Pleistocene Birds from New Providence Island, Bahamas. — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **4/11**, 349–371.

BRODKORB, P. 1967: Catalogue of fossil Birds. Part 3 (Ralliformes, Ichthyornithiformes, Charadriiformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **2 /3,** 99–230.
BRODKORB, P. 1971: Catalogue of fossil birds: Part 4 (Columbiformes through Piciformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **15 /4,** 163–266.
BRODKORB, P. 1978: Catalogue of fossil birds: Part 5 (Passeriformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **23/3,** 139–228.
CRAMP, S. (ed.) 1998: *The Complete Birds of the Western Palearctic.* — CD-Room. Oxford University Press, Oxford.
DEL HOYO J., ELLIOTT, A. & SARGATAL, J. 1999: *Handbook of the birds of the World. Vol. 5: Barn-owls to Hummingbirds.* — Lynx Edicions, Barcelona, 759 p.
DYKE, G. J. 2001a: A primitive swift from the London Clay and the relationships of fossil apodiform birds — *Journal of Vertebrate Paleontology* **21,** 195–200.
DYKE, G. J. 2001b: *Laputavis*, a replacement name for *Laputa* Dyke 2001 (preoccupied name). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **21,** 401.
DRIESCH, A. VON DEN. 1976: A guide to the measurements of animal bones from archaeological sites. — *Peabody Museum Bulletin* **1.**
EMSLIE, S. D. 1998: Avian community, climate, and sea-level changes in the Plio-Pleistocene of the Florida Peninsula. — *Ornithological Monographs* **50,** 1–113.
FISCHER, K. 1987: Eulenreste (*Eoglaucidium pallas* nov. gen, nov. sp., Strigiformes, Aves) aus der mitteloligozänen Braunkohle des Geiseltals bei Halle (DDR). — *Annalen für Ornithologie* **11,** 137–142.
GÁL, E. 2002: Avifauna pleistocenă a României [Románia madárfaunája a pleisztocénben]. — *Kézirat, doktori értekezés.* Bucureşti, Universitatea din Bucureşti. 263 p.
GÁL E., HÍR J., KESSLER E., KÓKAY J., MÉSZÁROS L & VENCEL M. 1998–1999: Középső-miocén ősmaradványok a Mátraszőlős, Rákóczi-kápolna alatti útbevágásból. I. A Mátraszőlős 1. lelőhely. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **23,** 33–78.
GÁL, E. & KESSLER, E. 2006: Songbird remains from the Miocene (Middle Sarmatian) site Credinţa (Dobrogea, South-East Romania). — In: CSIKI, Z. (ed.) *Volume dedicated to Dan Grigorescu on his 65th birthday.* University of Bucharest Printing House, 117–125.
HARRISON, C. J. O. 1982: Cuculiform, piciform and passeriform birds in the Lower Eocene of England. — *Tertiary Research* **4,** 71–81.
HARRISON, C. J. O. & WALKER, C. A. 1977: Birds of the British Lower Eocene. — *Tertiary Research, Special Papers* **3,** 1–52.
JÁNOSSY, D. 1972: Die mittelpleistozäne Vogelfauna der Stránská Skála. — *Anthropos* **21/12,** 35–64.
JÁNOSSY, D. 1974a: Upper Pliocene and Lower Pleistocene bird remains from Poland. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **19/21,** 531–566.
JÁNOSSY, D. 1974b: Die mittelpleistozäne Vogelfauna von Hundsheim (Niederösterreich). — *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenshaftliche Klasse,* Abteilung I, **182,** 211–257.
JÁNOSSY, D. 1977: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. III. Strigiformes, Falconiformes, Caprimulgiformes, Apodiformes. — *Aquila* **84,** 9–36.
JÁNOSSY, D. 1979a: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. IV. Anseriformes, Gruiformes, Charadriiformes, Passeriformes. — *Aquila* **85,** 11–39.
JÁNOSSY, D. 1979b: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. V. Podicipediformes, Ciconiiformes, Otidiformes, Columbiformes, Piciformes. — *Aquila* **86,** 19–33.
JÁNOSSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). — *Aquila* **98,** 13–35.
JÁNOSSY, D. 1992: Lower Pleistocene Bird Remains from Beremend (S-Hungary, Loc. 15. and 16.). — *Aquila* **99,** 9–25.
JÁNOSSY, D. 1993: Bird remains from the Upper Miocene (MN9) of Rudabánya (N-Hungary). — *Aquila* **100,** 53–70.
JÁNOSSY, D. 1995: A late Miocene avifauna from Polgárdi, western Hungary. — In: Peters D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **181,** 203–206.
JÁNOSSY, D. 1996: Lower Pleistocene vertebrate faunas from the localities 16 and 17 of Beremend (southern Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **18,** 91–102
LAMBRECHT, K. 1933: *Handbuch der Palaornithologie.* — Bornträger Edit. Berlin. 1024 p.
MAYR, G. 2003: A new Eocene swift-like bird with a peculiar feathering. — *Ibis* **145,** 382–391.
MAYR, G. 2004: New specimens of *Hassiavis laticauda* (Aves: Cypselomorphae) and *Quasisyndactylus longibrachis* (Aves: Alcediniformes) from the Middle Eocene of Messel, Germany. — *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **252,** 23–28.
MAYR, G. 2005: A new cypselomorph bird from the Middle Eocene of Germany and the early diversification of avian aerial insectivores.— *Condor* **107/2,** 342–352.
MAYR, G. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2000: Rollers (Aves: Coraciiformes s. s.) from the Middle Eocene of Messel (Germany) and the Upper Eocene of the Quercy (France). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **20/3,** 533–546.
MAYR, G. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2005: A specimen of *Parvicuculus* Harrison & Walker 1977 (Aves: Parvicuculidae) from the early Eocene of France. — *Bulletin of the British Ornithologists Club* **125/4,** 299–304.
MAYR, G. & PETERS, D. S. 1998: The mousebirds (Aves: Coliiformes) from the middle Eocene of Grube Messel (Hessen, Germany). — *Senckenbergiana Lethaea* **78,** 179–197.
MILNE-EDWARDS, A. 1869–1871: *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir ŕl'histoire des oiseaux fossiles de la France.* Vol. 2. — Paris: G. Masson, 627 p. + 97 pls.
MILNE-EDWARDS, A. 1892: Sur les oiseaux fossiles des dépots éocčnes de phosphate de chaux du Sud de la France. — In: SCLATER, P. L. (ed.): *Comptes Rendus du Second Congrès Ornithologique International,* 60–80. Budapest.
MLÍKOVSKÝ, J. 1989: A new swift (Aves: Apodidae) from the late Eocene of France. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* (A) **90,** 59–62.
MLÍKOVSKÝ, J. 1992: The present state of knowledge of the Tertiary birds of Central Europe. — In: CAMPBELL, K. E. (ed.) *Studies in avian paleornithology honoring Pierce Brodkorb. Natural History Museum of Los Angeles County, Science Series* **36,** 433–458.

MLÍKOVSKÝ, J. 1995: Early Pleistocene birds of Stránská skála: 1. Musil's talus cone. — In: MUSIL, R. (ed.): Stránská skála Hill: Excavations of open-air sediments 1964–1972. *Anthropos* (Brno) **26,** 111–126.

MLÍKOVSKÝ, J. 1997: Taxonomic identity of Fringilla radoboyensis von Meyer 1865 (Aves) from the middle Miocene of Croatia. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* (A) **98,** 143–149.

MLÍKOVSKÝ, J. 1998a: A new barn owl (Aves: Strigidae) from the early Miocene of Germany, with comments on the fossil history of the Tytoninae. — *Journal für Ornithologie* **139,** 247–261.

MLÍKOVSKÝ, J. 1998b: Two new owls (Aves: Strigidae) from the early Miocene of the Czech Republic, with comments on the fossil history of the subfamily Striginae. — *Buteo* **10,** 5–21.

MLÍKOVSKÝ, J. 2002: *Cenozoic Birds of the World. Part 1: Europe.* — Ninox Press, Praha, 407 p.

MLÍKOVSKÝ J. & GÖHLICH U.B. 2000: A new wood-hoopoe from the early Miocene of Germany and France. —*Acta Societatis Zoologicae Bohemiae* **64,** 419–424.

MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1975: Les oiseaux du Pléistocène moyen et supérieur de France. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **64,** 1–624.

MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1987: Les Strigiformes (Aves) des Phosphorites du Quercy (France): Systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. — In: MOURER-CHAUVIRÉ, C. (ed.), *L'évolution des oiseaux d'après le témoignage des fossiles.* Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon **99,** 89–135.

MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1993: Les gangas (Aves, Columbiformes, Pteroclidae) du Paleogène et du Miocène inférieur de France. — *Palaeovertebrata* **22,** 73–98.

MOURER-CHAUVIRÉ, C., SALOTTI, M., PEREIRA, E., QUINIF, Y., COURTOIS, J.-Y., DUBOIS, J.-N. & LA MILZA, J.-C. 1997: Athene angelis n. sp. (Aves, Strigiformes) nouvelle espece endémique insulaire éteinte du Pléistocene moyen et supérieur de Corse (France). — *Comptes Rendus de Academie des Sciences de Paris*, série **IIa(324),** 677–684

OLSON, S. L. 1975: Paleornithology of St. Helena Island, South Atlantic Ocean. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **23,** 49 p.

OLSON, S. L. & HILGARTNER, W. B. 1982: Fossil and subfossil birds from the Bahamas. — In: OLSON, S. L. (ed.): *Fossil vertebrates from the Bahamas. Smithsonian Contributions to Paleobiology* **48**, 22–59.

OLSON, S. L. & RASMUSSEN, P. C. 2001: Miocene and Pliocene birds from the Lee Creek Mine, North Carolina. — In: RAY, C. E. & BOHASKA, D. J. (eds): *Geology and paleontology of the Lee Creek Mine, North Carolina,* III, edited by. Smithsonian Contributions to Paleobiology **90,** 233–365.

PAVIA, M. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2002: An Overview of the Genus *Athene* in the Pleistocene of the Mediterranean Islands, with the Description of *Athene trinacriae* n. sp. (Aves: Strigidae). — In: ZHOU, Z. & ZHANG, F. (eds.): *Proceedings of the 5th Symposium of the Society of Avian Paleontology and Evolution, Beijing, 1–4 June 2000,* 13–27. Beijing, Science Press.

RÉGALIA, E. 1902: Sette uccelli pliocenici del Pisano e de valdarno superiore. — *Palaeontografia Italica* **8,** 219–238.

SOLTI, B. 1996: The Osteomorphological Study of European Small-statured Falcons (Aves: Falconidae). — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **21,** 5–282

TYRBERG, T. 1998: *Pleistocene Birds of the Palearctic: A Catalogue.* — Publications of the Nuttall Ornithological Club, no. 27, 720 p. Cambridge, Massachusetts.

VOJINSTVENS'KYJ, M. A. 1967: Iskopaemaja ornitofauna Ukrainy. — *Prirodnaja Obstanovka i Fauny Prošlogo* **3,** 3–76.

WEESIE, P. D. M. 1982: A Pleistocene endemic island form within the genus Athene: *Athene cretensis* n. sp. (Aves, Strigiformes) from Crete. — *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen* (B) **85,** 323–336.

Kézirat beérkezett: 2009. 06. 24.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/1, 73–88., Budapest, 2010

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlang és képződményeik genetikai vizsgálata

VIGASSY Tamás[1], LEÉL-ŐSSY Szabolcs[2], DEMÉNY Attila[3]

[1] Department of Organic Chemistry, Swiss Federal Institute of Technology, ETH Hönggerberg, CH–8093 Zürich, Switzerland
[2] Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK Földtani Tanszék,1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c
[3] MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest Budaörsi út 45.

The crystal caves of Nagyharsány and Beremend, and genetic investigation of their precipitations

Abstract

The present paper examines 2 crystal caves (which were discovered only a few years ago) of the Villány Hills, situated in the southern part of Hungary. Here there are favourable conditions for the mixture of corrosion on the rims of big basins covered by water-tight strata and the mountains which consist of karstifiable rocks. In order for the caves to form, the existence of tectonic fissures was necessary, because this is where the stream and mixture of solutions could start (JAKUCS 1948, LEÉL-ŐSSY S. 1957). In line with TAKÁCSNÉ BOLNER, in SZÉKELY (2003), on the basis of the observations of the present investigation the Beremend Crystal Cave is a typical hydrothermal (thermal karst) cave system; it originated due to a mixture of corrosion with a labyrinth-type network of passages characterized by sudden changes of size, by frequent niches and by an extraordinarily rich and variegated ensemble of minerals and forms; the latter were partly a result of hydrothermal effects. The crystal cave covers a small area and has no big chambers. The passages reach the current karst water level in the Tavas-terem (Lake Chamber). The traces of the thermal influence were proved by stable isotope measurements.

The evaporation of the warm karst water provided the possibility for the creation of corrosional niches, and these have also recently appeared in the upper sections of the cave. The active corrosional effect can be observed in the upper part of the cave, close to the surface, where a weathered crust and the absence of formations on the cave walls are typical. The lower, recently developed part of the cave is abounds with minerals produced by precipitations. Aragonite (precipitated from the aerosol) and huntite — as the last products of the hydrothermal crystallization — are typical for the cave system.

During the research, the mineral precipitations were studied in thin sections and, by using of X-ray diffraction, stable isotope and optical emission measurements (in addition to the percolation conditions) were analyzed.

The investigations were especially extensive in the Nagyharsány Crystal Cave. The upper section of the cave is of an essentially tectonic origin, characterized by big chambers bordered by straight lines. Its lower section came into being alongside the sliding of a bedding plane. Following the strong tectonic preformation, the thermal karst corrosion played role in cave forming and mineral genesis.

The connection with the thermal waters in the Nagyharsány Crystal Cave is verified by the temperature of the air of the cave, which is higher than the annual average temperature at the surface. The level of the thermal water in the cave is not known, but the temperature gradually increases towards the deeper levels.

The upper section is characterized both by niches and angular forms, while in the lower sections niches and rounded surfaces are evident. On the upper level more generations of the formations can be distinguished. The surfaces of these different generations of formations are mainly covered by glass-ball peastones, these determine the character of the upper section of the cave. The ceiling of the cave is not rich with formations but straw stalactites linked with the fissures are present.

The tectonic preformation of the investigated two caves can be proved. The thermal water mineral associations verify the thermal connection. In the Beremend Crystal Cave, the cave galleries have their origins in the corrosion caused by thermal water flowing along tectonic lines. On the other hand, in the Nagyharsány Crystal Cave the recently discovered sections are the result of the tectonic movements themselves. This is the fundamental difference between the two caves.

Keywords: Nagyharsány, Beremend, crystal caves, Nagyharsány Limestone, thermal springs, mixing corrosion, isotope geochemical analysis

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Villányi-hegység, ill. a Beremendi-rög két, közelmúltban felfedezett kristálybarlangját vizsgáljuk.

A nagy, vízzáró rétegekkel fedett medencék és a karsztosodó kőzetekből álló hegységek peremén kedvezőek a

lehetőségek a keveredési korrózió kialakulására. A barlangok keletkezéséhez szükséges a tektonikus kőzethasadékok jelenléte, ahol megindulhat az oldatok áramlása és keveredése (JAKUCS 1948, LEÉL-ŐSSY S. 1957). Megfigyeléseink szerint (összhangban TAKÁCSNÉ BOLNER, in SZÉKELY 2003) a Beremendi-kristálybarlang keveredési korrózióval létrejött, típusos hidrotermás (termálkarsztos) üregrendszer, amire jellemző a labirintusos, több szintben kifejlődött járathálózat, a hirtelen méretváltozás, a gömbfülkék gyakorisága és a változatos, kivételesen gazdag, részben hidrotermás hatásra keletkezett ásvány- és formaegyüttes. A kristálybarlang kis területen alakult ki, nagy termek nem jöttek létre benne. A járatok a Tavas-teremben elérik a recens karsztvízszintet. A termálhatás nyomait stabilizotópos méréseinkben is kimutattuk.

A meleg karsztvíz párolgása még ma is biztosítja a barlang felső szakaszán a korróziós gömbfülkék kialakulásának lehetőségét. Ezt az aktív korrodáló hatást megfigyelhetjük a barlang felső, felszín közeli szakaszán, ahol a barlangfalakat vastag málladékkéreg és képződményhiány jellemzi. A barlang ma is épülő, alsó szakasza gazdag kiválásokban. Az aerosolból kiváló aragonit és a hidrotermás kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit jellemzi a rendszert.

Munkánk során az ásványkiválásokat csiszolatban, valamint röntgendiffrakciós, stabilizotópos és optikai emissziós mérések alkalmazásával tanulmányoztuk, emellett elemeztük a beszivárgási viszonyokat is.

Vizsgálataink különösen a Nagyharsányi-kristálybarlang esetében voltak jelentősek. A kristálybarlang felső szakaszának kialakulásában a tektonikának volt döntő szerepe. Ezt egyenes vonalakkal határolt nagyméretű termek jelzik. Alsó szakasza egy réteglap megcsúszása mentén alakult ki. Az erős tektonikus preformálódást követően a termálkarsztos korrózió vette át az üregalakító és ásványképző szerepet.

A Nagyharsányi-kristálybarlang termálvizekkel való kapcsolatát igazolja a barlang légterének az évi középhőmérsékletet meghaladó hőmérséklete. A termálvíz szintje a barlangban nem ismert, de a mélyszint felé fokozatosan nő a hőmérséklet.

A felső szintet a szögletes formák mellett gömbfülkék is díszítik, míg az alsó szintre a gömbfülkék és a lekerekített felületek túlsúlya a jellemző. A barlang felső szintjén több képződménygenerációt különítettünk el. A különböző képződménygenerációk felületét nagyrészt a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó üveggömb borsókövek borítják. A barlang mennyezete meglehetősen képződményszegény, kivételt képeznek a repedésekhez kapcsolódó szalmacseppkövek.

A vizsgált két barlang tektonikus preformáltsága bizonyítható. A termálkarsztos barlangokra jellemző ásványtársulás a termális kapcsolatot igazolja. A két barlang közötti alapvető különbség abban nyilvánul meg, hogy míg a Beremendi-kristálybarlangnál a termálvizes korrózió hozta létre a barlangjáratokat tektonikus zónák mentén, addig a Nagyharsányi-kristálybarlang eddig ismert szakaszát elsősorban tektonikus mozgások alakították ki.

Tárgyszavak: Nagyharsány, Beremend, kristálybarlangok,Nagyharsányi Mészkő, termálvíz, keveredési korrózió, izotóp geokémia

Bevezetés

Az általunk vizsgált kristálybarlangokban kutatásunk során a különböző képződmények mind szélesebb körű vizsgálatára törekedtünk. A formák és szpeleotémák morfológiai megfigyelésén és fényképes dokumentációján túl ezek ásványtani, nyomelem-összetételi és stabilizotópos mérését is elvégeztük. A műszeres vizsgálatokat az ELTE Ásvány- és Ércteleptani Tanszékén, az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén, Budapesten az Országos Közegészségügyi Intézetben, a Vituki Rt-nél és az MTA Geokémiai Kutatóintézetének Stabilizotóp Laboratóriumában végeztük el.

Paleofeszültség-rekonstrukciók segítségével megállapítottuk, hogy a pleisztocén során létrejött két eltérő időben képződött repedéshálózat mentén alakult ki a barlangrendszer: 1. NyÉNy–KDK, irányú, amit a késő-pleisztocén elején lerakódott üledékkel töltődött ki, és 2. ÉÉNy–DDK irányú, amit ennél fiatalabb, de szintén késő-pleisztocén üledék töltött ki. A híres villányi faunaegyüttest egy további barlangi lelőhely felfedezésével gazdagítottuk, melynek vizsgálata a jövő feladata (VIGASSY 1999).

A Nagyharsányi-kristálybarlang a Villányi-hegység délkeleti részén a Nagyharsányi-pikkely tektonikailag kiemelt részében helyezkedik el. A még ma is működő szársomlyói mészkőbánya (a BCM kezelésében) területén több, jelentéktelen üreget letermeltek már, de fokozott védelem alá helyezték ezt az 1995-ben napvilágot látott barlangot.

Hasonlóan fokozott védelem alatt áll a Beremendi-kristálybarlang is. Ez a barlang hazánk legdélebbi mezozoos felszíni kibukkanásában (a Beremendi-pikkelyben) működő mészkőbányában vált ismertté 1984 őszén. Mindkét barlang a Duna-Dráva Nemzeti Park felügyelete alá tartozik. A Nemzeti Park engedélyével nyílt lehetőségünk a kristálybarlangok barlangi vezető kíséretében történő bejárására és a vizsgálatokhoz szükséges korlátozott számú minta vételére. A korlátozott mintaszám és mennyiség, bizonyos képződmények esetében, a mélyreható vizsgálatoknak is gátat szabott.

A két kristálybarlang a felszíni közelség és az azonos befogadó kőzet ellenére különböző genetikájú képződményekkel jellemezhető. A kristálybarlangok kialakulásában alapvetően két hatótényező osztozik. Beremenden jóval erősebben dominál a hévizes jelleg a tektonikai preformáltságot követve, míg Nagyharsányban a tektonikus eredetű járatrendszert kevésbé formálták a hévizes folyamatok.

Kutatástörténet

A Villányi-hegység a Villány–Bihari szerkezeti övbe tartozik. A szűkebb terület kutatásával már a múlt század vége óta foglalkoznak neves kutatók. Az első őslénytani gyűjtések a hegység területén már a 19. sz. közepén megtörténtek. A Villányi-hegységben TELEGDI ROTH (1937) és RAKUSZ (1937) végzett úttörő jellegű térképező munkát.

Őslénytani, rétegtani és szerkezetföldtani vizsgálatokat TELEGDI ROTH (1937), NOSZKY (1957), FÜLÖP (1966), GÉCZY (1973), NAGY E. & NAGY I. (1976), WEIN (1969), BERGERAT & CSONTOS (1988), CSÁSZÁR (1992, 2002), FÜLÖP (1994), HAAS (1994), HÁMOR (1997), HAAS & HÁMOR (1998), BENKOVICS (1997) végeztek.

A két barlangot magába foglaló nagy tisztaságú Nagyharsányi Mészkő Formáció kőzetét még ma is több helyen bányásszák és ezek a mesterséges feltárások jó lehetőséget nyújtanak a formáció vizsgálatára. A képződmény litológiai tagolásával NOSZKY (1957), FÜLÖP (1966), CSÁSZÁR (1989, 1992) foglalkozott, üledékképződési és fejlődéstörténeti rekonstrukcióját CSÁSZÁR (2002) készítette el.

A Beremendi-kristálybarlangról és a már folyamatban lévő vizsgálatokról TAKÁCSNÉ BOLNER (1986) készített beszámolót és írt rövid összefoglalót hazánk fokozottan védett barlangjainak kézikönyvébe (SZÉKELY szerk. 2003). Ugyanebben a könyvben találjuk a szintén TAKÁCSNÉ BOLNER által írt egyetlen eddig ismert publikációt a Nagyharsányi-kristálybarlanggal kapcsolatban is. A terület hidrodinamikai helyzetével ALFÖLDI et al. (1977) foglalkozott, az áramlásrendszerek és a szerkezeti zónák kapcsolatáról TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS (1989) tettek fontos megállapításokat. A felfelé áramló és hűlő termálvizek oldó hatásával általánosságban FORD (1988, 1995) foglalkozott, míg a különböző összetételű és hőmérsékletű vizek keveredésekor fellépő potenciális oldóhatást BÖGLI (1963, 1965), PLUMMER (1975) és BALÁZS (1966) írták le. A témáról jó áttekintést ad CULVER & WHITE (2005).

Hidrodinamikai helyzet és áramlási rendszerek a Villányi-hegység D-i előterében

A Nagyharsányi-kristálybarlang orográfiailag kiemeltebb helyzetben van, mint a Beremendi-kristálybarlang. A Harsány-hegy kopár, erősen karsztosodott felszíne jelentős vízgyűjtő terület. A barlang bejárata 162 m Bf magasságban nyílik. A KvVM Barlangtani és Földtani Osztály felmérése alapján (1996) a K–Ny-i teremrendszer mélypontja a bejárat szintjénél 18–20 m-rel lejjebb található. A réteglap mentén húzódó keleti ág ma ismert legmélyebb pontja pedig kb. 58 m-rel van a bejárat szintje alatt. Ez a mélység összevetve a Beremendi-kristálybarlang termálvízszintjével, 10–15 m-rel feljebb van. A barlangban közvetlen termálvizes kapcsolat jelenleg nem ismert.

A Beremendi-kristálybarlangban ma is folyik vízszintmegfigyelés a Pro Natura Karszt és Barlangkutató Egyesület keretein belül (pl. Pro Natura 1998). A barlang ma is közvetlen kapcsolatban van a termálvízzel. Ennek megfelelően DUBLJANSKI (1989) definíciója szerint a területet termálkarsztnak nevezhetjük.

ALFÖLDI et al. 1977-es térképe nem különít el különálló karsztvízáramlási irányokat és rendszereket a Nagyharsányi- és a Beremendi-pikkelyek között. Kútadatok alapján a Beremendi- és a Nagyharsányi-pikkelyek karsztvízszintje közel azonos.

A Beremendi- és a Nagyharsányi-kristálybarlang felfedezése

1984. november 12-én a BCM által működtetett beremendi mészkőbánya középső, 116-os szintjén, az ÉK-i fronton a fal tövében mintegy 1 m átmérőjű nyílás tárult fel. 1985 márciusára a barlang ismert vertikális kiterjedése 53 m-re, hossza 700 m-re nőtt, így a Dél-Dunántúl második leghosszabb barlangjává lépett elő.

A feltárással párhuzamosan rögtön elkezdődött a barlang részletes ásványtani (BOGNÁR & KISS, 1985), őslénytani (JÁNOSSY és TOPÁL, in TAKÁCSNÉ BOLNER 1986) vizsgálata, és megkezdődtek a szerkezetföldtani és hidrogeológiai mérések is. A folyamatosan működő bánya miatt a barlang megmaradása kérdéses volt. A barlang alaprajzát és vetített hosszmetszetét KÁRPÁT (1985) készítette el. A barlang feltűnő szépsége miatt a Beremendi-kristálybarlang nevet kapta.

A Nagyharsányi-kristálybarlang a Szársomlyó oldalában, a BCM kezelésében lévő harsány-hegyi mészkőbánya második szintjén nyílt meg 1994 áprilisában. A barlang bejárata 162 m Bf-en, Ny-i végpontja 140 m-en van. A K-i ág mélyszintje ma 104 m Bf-ig ismert, de a mai végponton nem a kőzet, hanem az érzékeny képződmények védelme szab határt a további kutatásnak. A barlang valós méretei 1995 nyarán váltak ismertté, majd 1996 folyamán a barlang felmért hossza meghaladta az 556 m-t. A felméréseket a KvVM Barlangtani és Földtani Osztályának megbízásából készítették.

A barlang K-i ágának bejárata körül nagy mennyiségű, jól osztályozott kőzettörmelék található. Ennek pontos eredete nem tisztázott, de biztosan antropogén eredetű. Ellenőrizhetetlen szájhagyomány szerint a hivatalos megismerés előtt már egy évtizeddel megnyílt a barlang, és ezzel a kőzettörmelékkel kívánták eltömedékelni. Ezen a részen, kőzetréseken keresztül ma is beszűrődik a napfény a barlangba.

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlang formakincse

A két barlang formakincsének együttes tárgyalását az teszi indokolttá, hogy mindkét barlang kialakításában hidrotermás folyamatok vettek részt. A Nagyharsányi-kristálybarlang kialakulásában emellett a tektonika szerepe szembetűnő.

A Nagyharsányi-kristálybarlang formakincse

A Nagyharsányi-kristálybarlang üregrendszerének hévizes eredete nem egyértelmű. A barlangjáratok két szinten helyezkednek el: felső szintet a teremrendszer, a mélyszintre, a réteglap menti omlászónák és zegzugos járatok jellemzik. A felső szintet égtájak és jellegzetes képződményeik alapján osztottuk további egységekre. A következő részeket különítettük el:

— Ny-i nagyterem, aminek legnyugatibb része a Csontos-terem, ettől K-re nagy omlászóna van, amit a Vetős-terem követ.

— Átjáró rész, a barlang bejáratától a Ny-i nagyteremig terjedő rész.

— K-i ág, a barlang bejáratától K-re lévő egység, melynek felső szintjén a Csodák-terme található.

— K-i ág mélyszint (Cseppkőország).

A barlang tektonikai preformáltsága jóval szembetűnőbb, mint a környék más barlangjai (pl. a Beremendi-kristálybarlang) esetében. A Vetős-terem nevét is az ott található, közel 20–30 m^2-es vetőkarcos falról kapta. A felső szintet nem a lekerekített, gömbölyded formák jellemzik, hanem a szögletes töréses formák és felületek. A réteglap menti elválások síklapjai, az ezekre közel merőleges szögletes rétegfejek, a cseppkőképződmények gazdagsága nem egy hidrotermás eredetű barlang képét tárja elénk. Ennek ellenére a hidrotermás tevékenység nyomai is megtalálhatók, elsősorban a mennyezeti részeken. A korróziós gömbfülkék több helyen őrzik a hidrotermás működés nyomait.

Az alsó szint a felső szintből egy réteglap mentén nyílik és hatol le meredeken (45–55° alatt), a rétegdőlésnek megfelelően gyakran széles omlászónákon keresztül a mélybe. Ez a mélyszint ma csak a K-i ágban ismert. A K-i ág formakincsében sokkal inkább megjelennek a hidrotermás nyomok (gömbfülkék, öblös oldásformák). Ezek közt gyakoriak az olyanok, melyek idős kalcittelérekbe maródtak bele. Megfigyeléseink alapján a mélyszint, egy réteglap menti tektonikusan preformált erős hidrotermás korrózió következtében alakult ki. A karsztos korrózió a réteglapok mentén fordított „d" alakú oldásformákat hozott létre.

Érdekes jelenséget figyeltünk meg a Nagyharsányi-kristálybarlang képződményeinek fényképezése közben. Az egészen fiatal legfelső bekérgezések, a kőzetrepedéseket kitöltő kalciterek sávosan foszforeszkálnak.

A Beremendi-kristálybarlang formakincse

FORD (1988) besorolása szerint a Beremendi-kristálybarlang a háromdimenziós járatrendszerű hévizes barlangok táborába tartozik. A FORD & WILLIAMS (2007) által leírt, csak hévizes barlangokra jellemző speciális bélyegek is megtalálhatók Beremenden:

— a háromdimenziós labirintus-szerkezet,

— a fluviatilis üledékek hiánya,

— a barlang nincs kapcsolatban a felszíni topográfiával,

— hidrotermás ásványkiválások jellemzik.

A barlangnak nemcsak térbeli szerkezete, hanem formakincse is hévizes eredetre utal. Meghatározók a lekerekített, gömbölyded felületek, a nagyméretű öblös oldásformák és az ezekből összeolvadt járatok. Gyakori formaelem a gömbfülke, amely általában 0,5–1,5 m sugarú fél- vagy harmadgömb. Gömbfülkék elsősorban a mennyezeti részeken találhatók. A közel zárt gömbfülkék nem jellemzőek, de az összeolvadt gömbfülkékből kialakult spirálisan csavarodó, kürtőket alkotó füzérek igen. Különösen érdekesek azok az oldásformák, amelyek a kőzetet átszelő, vastag, vöröses színű, idős kalcittelérekbe maródtak bele.

Az üregrendszer fejlődéstörténete szempontjából fontos körülmény, hogy a járatok kupolás boltozatformái megszakítás nélkül folytatódnak a több helyütt észlelhető brecscsazónákban is (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986).

A Beremendi-kristálybarlang termálvizének összetétele

A rendelkezésünkre álló adatok és saját méréseink (*I. táblázat*) alapján a következő megállapításokat tettük:

I. táblázat. A Beremendi-kristálybarlang termálvizén végzett kémiai elemzések adatai és oxigénizotópos értéke. (A vízkémiai vizsgálatok a Vituki Rt.-nél, a stabilizotópos mérések az MTA GKI -ban készültek.)

Table I. *Data of chemical analyses of Beremend Crystal Cave's thermal water and its oxygen-isotope value, made by Vituki Ltd and Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research*

Fajlagos vezetés	mikrosimens/cm	665
pH		7,54
Kémiai oxigénigény KOIps	mg/l	0,80
Ammonium	mg/l	0,06
Nitrit	mg/l	0,01
Nitrát	mg/l	197
Klorid	mg/l	50
Szulfát	mg/l	13
Összes keménység (CaO)	mg/l	159
Kálcium	mg/l	43,7
Magnézium	mg/l	42,5
Nátrium	mg/l	22,0
$\delta^{18}O$ értéke	‰	-8,8

— a beremendi bányaudvarban feltárt hévizes üregek vizében 1957-től 1984-ig eltelt idő alatt közel másfélszeresére (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986), majd 1998 decemberéig tovább növekedett a nitráttartalom, ami recens beszivárgásról tanúskodik,

— a Ca- és Mg-ionok közel azonos arányban vannak jelen, ami magyarázatot adhat egy hazánkban ritka ásvány, a huntit megjelenésére,

— a klorid iontartalom (talán az intenzív párolgás miatt) feldúsult,

— a „Nagy-tó" vizének $\delta^{18}O$ értéke –8,8‰. Ez valószínűsíti egy idős és egy mai víz keveredésének lehetőségét.

Az Országos Közegészségügyi Intézet által végzett bakteriológiai vizsgálatok rendkívül magas Pseudomonas állományt mutattak ki. Koliform szervezetek szintén magas számban vannak jelen. A koliformok nem fekális eredetűek, magas számuk ilyen összetételű felszínközeli meleg vizekben nem kirívó (MÁRIALIGETI professzor szóbeli közlése, 1998).

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlang ásványai

A kristálybarlang elnevezés már utal a rendkívül dús ásványkiválásra. A különböző képződményeken végzett röntgen-pordiffrakciós vizsgálataink alapján (melyek az ELTE Ásványtani Tanszék Siemens D500-as diffraktométerrével, Cu-sugárforrással készültek), és makroszkópos megfigyeléseink során 15 ásványt különböztettünk meg: kalcit, aragonit, huntit, ankerit, vasas dolomit, vasas magnezit, hematit/ goethit, szericit/illit, szmektit, gibbsit, kaolinit, klorit, kvarc, anortit, gipsz. Ezek között gyakoriságban mindkét kristálybarlangban a karbonátok dominálnak. Az ásványfajok bemutatásának sorrendjénél jelentőségüket, barlanggenetikai szempontokat, rendszertanukat és gyakoriságukat vesszük figyelembe.

Agyagásványok

A mindkét kristálybarlangot magában foglaló Nagyharsányi Mészkő Formáció >99,5%-a tiszta $CaCO_3$ (*II. táblázat*). A Nagyharsányi-kristálybarlangban kevés helyen figyelhető meg agyagfelhalmozódás. A K-i ág alsó részén szinte kizárólag repedéskitöltésekre szorítkozik az agyagok (vörös) előfordulása. A felső szinten már több helyen megtalálhatók az erős mállás okozta kérgek, de ezek a röntgen diffrakciós vizsgálat szerint a mállás ellenére is szinte tiszta $CaCO_3$-ból állnak. A felső szint Ny-i végéről származó minta a következőket tartalmazta:

— kvarc,

— egy 10 Å-ös rétegszilikát (szericit/illit),

— kloritra utaló nyomok,

— szmektit,

— anortit (a maradék csúcsok alapján erősen bizonytalan).

Ez az ásványegyüttes biztosan nem a Nagyharsányi Mészkő Formáció oldódási maradéka. Erre a kőzet oldási maradékán, a felületi málladékon és a repedéskitöltő anyagon elvégzett vizsgálatok (Rtg. Diff., OES) utalnak. Szintén külső behordásra utal a minta környezetében jelenlévő csontanyag is. Az agyag és a csontanyag behordódásának ideje a csontok alapján késő-pleisztocén–holocén (KORDOS László szóbeli közlése 1999), amikor a Csontos-terem feletti mennyezeten nyílás támadt a K–Ny irányú oldalelmozdulások hatására. Szericit/illitre utaló nyomokat a Beremendi-kristálybarlangban is találtunk.

Kalcit

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangban ez a leggyakoribb ásványkiválás. Formagazdagsága igen nagy. Optikai emissziós vizsgálataink alapján a mintákban lévő karbonátok nyomelemekben szegények, tiszták.

Cseppkő (álló és függő cseppkövek, cseppkőlefolyások)

A Nagyharsányi-kristálybarlangban a befoglaló mészkő csekély agyagtartalma kedvez az üregek kioldódásának és a cseppkőképződésnek. A járatrendszer felső szintjét (K–Ny-i teremrendszer) alig 10–12 m vastagságú, erősen tektonizált, meredek rétegdőlésű kőzet fedi. Ez a gyors átszivárgás és a szeszélyes csapadékeloszlás, valamint a legyalult vékony talajréteg miatt jelenleg nem biztosítja a folyamatos csepegést. Az összefüggő talajtakaró hiánya és a gyér növényzet miatt az ún. „talajhatás” (ZÁMBÓ, 1986) gyengén érvényesül. A felszín közelségét jelzi a Csontos-terem D-i

II. táblázat. Barlangi üledékeken, barlangi karbonátos mintákon és barlangi ásványokon végzett OES (Optikai emissziós spektroszkópia) mérések táblázatos értékei

Table II. *Optical Emission Spectroscopy (OES) values of measurements made on cave sediments, cave carbonate samples and speleothems*

Minta szám	B	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Mn	N	Pb	Sr	Ti	V	Zn	Ag	As
N12	-	<100	-	<10	10	-	<10	-	-	400	<16	-	100	-	-
N13	-	-	-	<10	10	-	<10	-	-	160	<16	-	-	-	-
B1	-	-	-	<10	10	-	<10	-	-	250	<16	-	-	-	-
B2	-	<100	-	<10	16	-	<10	-	-	400	<16	-	-	-	-
B7	-	<100	-	<10	16	-	<10	<10	-	600	<16	-	-	-	-
N7	-	<100	-	<10	16	-	<10	-	-	100	<16	-	-	-	-
B8	<10	<100	-	<10	16	-	<10	-	-	400	<16	-	-	-	-
B4	<10	160	<10	25	16	10	400	16	10	100	250	-	-	-	-
B14	10	<100	-	10	16	-	250	<10	<1	300	<16	-	-	-	-
N8	16	<100	16	40	60	16	100	40	15	160	600	-	-	-	-
B13	16	<100	16	100	40	16	600	40	25	<10	500	60	160	-	-
N2	<10	<100	-	-	16	-	<10	-	-	600	<16	-	-	-	-
UB1	-	-	-	<10	16	-	<10	-	-	100	<16	-	-	-	-
UB2	-	-	-	<10	10	-	<10	-	-	160	<16	-	-	-	-
UB3	-	-	-	<10	16	-	<10	-	-	<10	<16	-	-	-	-
N5	60	400	10	100	25	16	600	40	20	160	400	100	160	-	ny
B6	60	1000	10	160	<10	25	400	25	40	600	1%	160	250	6	ny

mennyezeti részén megjelenő növényi gyökérzet is, amelynek gyökérlégzése az évszakos váltakozásnak megfelelően, a még zárt barlangrészekben CO_2 dús környezetet biztosít.

A K–Ny-i felső teremrendszer igen gazdag idős, nagyméretű (akár derékátmérőjű) álló cseppkövekben. Ezek egy része a bányarobbantások miatt (ezt igazolja friss törési felületük), más részük valószínűleg szerkezeti mozgások miatt (egyes törési felületeken borsókő kiválások figyelhetők meg) gyakran törött. A törési felületeket sokhelyütt borítják borsókövek. Az idős cseppköves képződmények színe csak a friss törési felületeken vizsgálható, mert minden oldalról vagy fiatalabb lefolyások, vagy borsókövek takarják (*I. tábla, 1–2.*). A törési felületeken látható, hogy színük zónásan változik, a mindenkori Fe-Mn-tartalom és a behordott agyag függvényében. Az idős, korrodált cseppköveknél fiatalabb, áttetsző, halvány kávébarna színű, ökölnyi átmérőjű cseppkövek már egy megelőző borsókőgenerációra nőttek rá. Ezek a barlangban sok helyen ma is fedő képződmények. A merőben eltérő morfotípusok egyegy cseppkőképződési fázist képviselnek.

A barlang gazdag viszonylag gyorsan növekedő szalmacseppkövekben. Ezek a közelben működő bánya robbantási rezgései ellenére akár 1–1,5 m hosszúságúak is lehetnek.

A Beremendi-kristálybarlangban a tónál találhatók cseppkövek. Ezeket gyakorlatilag minden oldalról vastag borsókőkiválás vonja be. A barlang védettsége miatt vizsgálatukra nem kaptunk engedélyt.

Barlangi borsókő

Mindkét barlangra a borsókő borítottság a jellemző. Törékeny kinézetüknek és csengésüknek köszönhető a barlang különleges hangulata. A K–Ny-i teremrendszer központi és Ny-i termében az aljzatot teljesen lefedik, és az oldalfalakat is változó magasságig borítják.

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangból származó borsókőmintákban röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal csak kalcitot tudtunk kimutatni, aragonitot nem. Vékonycsiszolatos vizsgálatuk során sem találtunk aragonitra utaló jeleket. Ezek már eredetileg kalcitként váltak ki, vagy már maradéktalanul átalakultak. Erre az aragonitrácsba beépülő Mg katalitikus hatása ad lehetőséget. Geológiai szempontból gyorsan, néhány ezer év alatt is végbemehet ez a folyamat (LEÉL-ŐSSY Sz. 1997). Megfigyelhető volt azonban koncentrikus szerkezetük, a különböző vastagságú zónák egymásutánisága és színbeli eltérése is. A borsókő KRAUS (1991) által elkülönített 13 változata közül több is előfordul itt.

Közönséges borsókő. A Beremendi-kristálybarlangban ez a leggyakoribb típus, de a Nagyharsányi-kristálybarlang alsó szakaszán is több helyen fedi a kőzetfelületet. Az ilyen helyeken diónyi–öklömnyi halmazokat alkot, és a halmazok között is borsószem nagyságú, hófehér képződmények borítják a falat. Több helyen megfigyeltük, hogy az ilyen típusú képződmények a barlang falán csak egy bizonyos szintig terjednek. LEÉL-ŐSSY S. (1957) és KRAUS (1991) szerint ezek idős képződmények, melyek a járatokat összefüggően kitöltő melegvízből váltak ki. Az újabb publikációk ezt a kiválás típust légteres képződményként írják le (pl. FORD 1995, HILL & FORTI 1997). A borsókő kiválások gyakran rendeződnek vonalakba. Ez hajdani beszivárgó helyeket jelöl, és valószínű, hogy a kiszellőzöttség javulás, ill. a vízbeszivárgás csökkenése miatt megnőtt a párolgás szerepe. Ilyenkor nem cseppkő, hanem borsókő válik ki. (KRAUS szóbeli közlés, 2010). Ez lehet a Nagyharsányikristálybarlangban is a cseppkő-borsókő váltakozás magyarázata. A Nagyharsányi-kristálybarlangban ezt a szinthez köthető kiválást nem figyeltük meg.

Szögletes borsókő. A Beremendi-kristálybarlang gazdag kiválásai között a TAKÁCSNÉ BOLNER (1981) által leírt képződménytípus is megjelenik. A hófehér, messzebbről gömbszerűnek tűnő képződményt 0,5 cm alatti élhosszúságú romboéderes lapok határolják. A nem sugaras felépítésből arra következtettek, hogy ezek melegvízből váltak ki (TAKÁCSNÉ BOLNER 1981, LEÉL-ŐSSY Sz. 1997). Ma már ezeket is inkább légteres kiválásnak tartják mind a külföldi (HILL & FORTI, 1997), mind a hazai szerzők (TAKÁCSNÉ BOLNER Katalin szóbeli közlése 2009). Ezzel ma már magunk is egyetértünk. (Ilyen típust a Nagyharsányi-kristálybarlangban nem észleltünk).

Korall borsókő. HILL & FORTI (1997) nevezéktanát alkalmazva, ezek apró, vékony, kusza, elágazó halmazokból állnak. Ilyen képződményt láttunk 1984-ben a Beremendi-kristálybarlang bejárati részén. Sajnos, ez a képződmény ma már nincs a barlangban. A Nagyharsányi-kristálybarlangban a K-i ág mélyszintjén több helyen is találtunk ilyen morfológiájú borsóköveket.

Cseppkő borsókő. A Nagyharsányi-kristálybarlang Ny-i termének középső omlászónájában található ez a LEÉL-ŐSSY Sz. (1997) által leírt morfotípus. Itt is cseppköves környezetben jelennek meg ezek a szokatlanul nagy, 2–5 cm átmérőjű, gömbös szerkezetű borsókövek.

Üveggömb borsókő. Elsősorban a Nagyharsányi-kristálybarlangra jellemző képződmény. A mennyezeti zónát és az oldalfalak felső harmadát kivéve gyakorlatilag mindenhol megtalálható ez a LEÉL-ŐSSY Sz. (1997) által elnevezett képződmény. Sárgásbarna színű, üvegszerűen áttetsző, a közönséges borsókőnél sokkal szabályosabb, gömbszerű kiválás. Képződése a telített, hideg vizes oldatokat lefolyás közben ért mechanikai hatásnak tulajdonítható.

Borsókőoszlop (HILL & FORTI nevezéktana szerint logomit). Ez a különleges képződmény a Nagyharsányikristálybarlang K-i ágának felső részében (a Csodáktermében) és a végpont környékén fordul elő. Az akár 20–30 cm magasságú, cseppkőoszlop habitusú képződményt különleges belső szerkezete miatt különítjük el. Szerkezete abban tér el az eddig megismert borsókőtípusoktól, hogy mind kifelé, mind pedig a belső üregben befelé sugaras megjelenésű. A képződmény egésze hálózatos szerkezetű, egyes alkotóelemei leginkább az üveggömb borsókő típushoz hasonlítanak. Képződésükért a lecsepegő víz kemizmusának megváltozása lehet felelős. A kialakult borsókőhalmazt agresszív becsepegő vizek (általában) középen kioldották, majd ebben a belső eróziós üregben ismételt borsókő kiválás indult meg, de most már középpontos szimmetriával. A Beremendi-kristálybarlangban nem fordul elő.

Több generációs kalcitkéreg

A Beremendi-kristálybarlangban nem jellemző, ahol találtunk ott is meglehetősen korrodált állapotban volt. A Nagyharsányi-kristálybarlangból több helyről gyűjtöttük be ezt a képződményt (*1. tábla, 3.*). Ez a meleg vizű tavak oldalában-aljában, a vízfelszín közelében kiváló kéreg nem azonos a nemzetközi szakirodalomban flowstone-nak nevezett, légteres üregben kialakult cseppkőlefolyással (ellentétben LEÉL-ŐSSY Sz. 1997 álláspontjával). A vágott felületeken jól látható a néha több cm vastag és a mm-es zónák váltakozása. Ehhez hasonló szerkezetű, de eltérő genetikájú ráfolyás (cseppkőlefolyás) fedi a Ny-i ág Csontos-termében lévő csontanyag egy részét is. Az ilyen típusú képződmények korának ismerete fontos lehet a barlang keletkezésének meghatározásakor, mert ezek általában az első, befoglaló kőzetet fedő képződmények (DUBLJANSKI 1995). A Nagyharsányi-kristálybarlangban felületük ma erősen korrodált.

Telérkalcit

A telérkalcit-előfordulások a nagyméretű barlangrendszer kialakulásánál idősebb képződmények. A befoglaló Nagyharsányi Mészkő Formációnak ezen zónájában extrém vastagságot is elérhetnek. A repedés, hasadék oldalaival közel párhuzamos, hajladozó lefutású, tömör szövetű telérkitöltések a folyamatos mozgást követve, akár 1–1,5 m vastagok is lehetnek. A vastag zónák gyakran különböző színű sávokból tevődnek össze. Színük a teljesen színtelen átlátszótól a hófehéren keresztül a vörösig változhat. Ezekbe gyakran egész gömbfülkerészletek is belemaródtak. A bemaródások helyén a felületek szálasan, tűszerűen széthullanak (a Nagyharsányi-kristálybarlangban ez általános, de a Beremendi-kristálybarlangban is előfordul).

Aragonit

A Beremendi-kristálybarlangból BOGNÁR & KISS (1985) ismertette először az aragonitot. Makroszkópos megfigyeléseink és röntgenvizsgálataink is több helyen igazolták az aragonit jelenlétét (*1. tábla, 4–5.*). Elemzésünk szerint alkotóeleme a járatok alját borító mosóporszerű, huntitos törmeléknek is. Az aragonitot a Nagyharsányi-kristálybarlangból is sikerrel mutattuk ki (VIGASSY 1999). Önállóan is megjelenik, elsősorban a K-i ág mélyszintjén. Védett zugokban, az 1–2 cm átmérjű sündisznószerű félgömbök mellett, a fenyőfaszerűen elágazó nagyobb kristályok és a visszaoldott tűhegyek is jól megfigyelhetők.

Dolomit, vasas dolomit

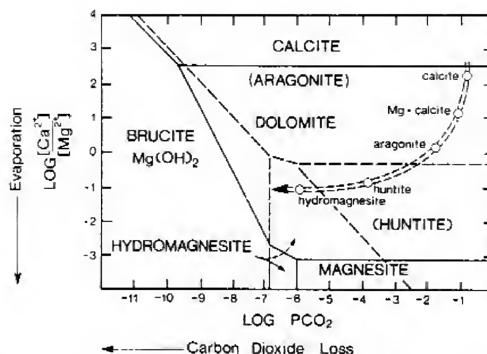
A Beremendi-kristálybarlangban a Mosóporos-ág képződményei között jelenléte valószínű (BOGNÁR 1985), de méréseink során a „mosóporos" mintákból nem tudtuk kimutatni. A Nagyharsányi-kristálybarlangban (K-i ág, mélyszint), fehér poranyagú törmelékes mintában vasas dolomitot mutattunk ki.

Magnezit, vasas magnezit

A magnezit egy vasdús változatát a Beremendi-kristálybarlang Mosóporos-ágából származó mintában sikerült kimutatni. A röntgen-pordiffrakciós vizgálat a morzsalékos anyagban, a tömeges huntit mellett kimutatási határhoz közeli mennyiségben jelzi ezt az ásványt.

Huntit

A Beremendi-kristálybarlang nagy szenzációnak számító felfedezése után, 1986-ban BOGNÁR László egy innen származó mintából írta le hazánkban (KOBLENCZ & NEMECZ 1953 után) másodikként ezt az ásványt (Azóta megtalálták már a József-hegyi, a Szemlő-hegyi-barlangban, valamint a 2007-ben felfedezett Citadella-kristálybarlangban is). A barlang több helyéről származó mintánkban is találtunk huntitot. Közülük a borsókő felületéről gyűjtött minta csaknem teljes tömegében huntit. A Nagyharsányi-kristálybarlangból még 1998-ban elsőként nekünk sikerült kimutatni a huntit jelenlétét (VIGASSY 1999), szintén borsókövek felületéről gyűjtött mintákban (Lényegében egyidőben TÓTH 1998 munkájával). Megfigyeléseink és méréseink szerint a huntit függőleges, vagy már áthajló borsókövekkel borított felületeken, a borsókövek csúcsán található aragonit társaságában. A hévizes



1. ábra. A barlangi hidrotermás folyamatok végső fázisát indikáló huntit keletkezési körülményeit bemutató fázisdiagram (FORD & WILLIAMS 2007 nyomán)

***Figure 1.** Phase diagram showing circumstances of origin of the huntite (after FORD & WILLIAMS 2007)*

eredetű aragonit és a hidrotermás kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit a Mg-ionban dús barlangi aerosolból válhatott ki. Kiválási körülményeit az *1. ábra* mutatja be.

Gipsz

A Nagyharsányi-kristálybarlang K-i ágában az alsó szakaszon sikerült gipszet is találnunk. Mennyisége csekély, 1–2 m^2-es felületen 1–2 mm-es bekérgezést alkot.

Más, műszeresen kimutatott ásványok

A *kvarc* szennyezőként több mintában is megjelenik. A Beremendi-kristálybarlang bejáratánál gyűjtött bauxitszerű mintában a kalcit mellett *gibbsit* és *kaolinit* fordul elő. Ez az ásványos összetétel nem azonosítható a Harsányhegyi Bauxit Formációval, hanem a CSÁSZÁR & FARKAS (1982) által leírt felsőbb bauxitszinttel hozható kapcsolatba. Fő jellemzője, hogy bauxitásványként túlnyomórészt gibbsitet tartalmaz. Ez a minta tartalmaz még makroszkóposan észlelhető *goethit*et is.

A Nagyharsányi-kristálybarlang Csontos-termében az ÉNy-i fal tövéből származó agyagos minta *klorit* fázisra és *anortitra* utaló nyomokat tartalmaz. Eredetük feltehetően terrigén, de pontosabb származási helyük nem tisztázott. Az egyik, csaknem teljesen tiszta huntitos mintában *ankeritre* utaló csúcsokat is észleltünk.

Stabilizotópos vizsgálatok

A Beremendi- és Nagyharsányi-kristálybarlangokban folytatott vizsgálataink során több, makroszkóposan és mikroszkóposan hasonló megjelenésű képződménytípust különítettünk el. A csupán morfológia alapján történő osztályozás nem ad lehetőséget genetikai következtetések levonására, ezért ennek kiegészítésére stabilizotópos elemzéseket végeztünk.

Vizsgálatainkban a különböző morfotípusú borsókövek és azok zónái között próbáltunk különbséget tenni, illetve egy, a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő zónánkénti vizsgálatát végeztük el.

Analitikai módszerek

A pormintákat a MCCREA (1950) valamint DEMÉNY & FÓRIZS (1991) által leírt módszer szerint készítettük elő. Az előkészítés során a karbonátminták feltárásához vízmentesített foszforsavat használtunk. A keletkező szén-dioxidot vákuum-desztillációval tisztítottuk tovább. A $^{13}C/^{12}C$ és $^{18}O/^{16}O$ arányok meghatározását az MTA Geokémiai Kutatóintézetének Stabilizotóp Laboratóriumában egy Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel végeztük. A mért értékeket a V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standardhoz viszonyítva ‰-ben adtuk meg az alábbi összefüggés alapján:

$$\delta=(R_1/R_2-1)\times 1000$$

ahol R_1 és R_2 a mintában, illetve a standardban mért izotóparány. A $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatok reprodukálhatósága jobb, mint ±0,15‰.

A $\delta^{13}C$ és a $\delta^{18}O$ értékeket befolyásoló tényezők és folyamatok

A barlangi kiválások szén- és oxigénizotóp-arányát több tényező is befolyásolja. A karsztos korrózióban elsősorban a szénsavas oldás vesz részt (a szerves savak oldó hatásától most eltekintünk). Ennek megfelelően a felszínre hulló és a talajba beszivárgó csapadék, majd a karsztba bejutó vizek mind különböző helyekről és módon veszik fel a széndioxidot (MAHLER et al. 2004). A barlangi karbonátok $\delta^{13}C$ értékét elsősorban az alábbi folyamatok befolyásolják (a víz útját követve):

1. Légköri CO_2, $\delta^{13}C$ értéke –7‰-es (KEELING 1958).

2. Felszínre lehulló és beszivárgó csapadék, átlagos $\delta^{13}C$ értéke –12‰ (DEÁK 1995).

3. A beszivárgó vizek a talajban felveszik az ott termelt biogén eredetű (gyökérlégzésből, biológiai aktivitásból származó) CO_2-t, így az oldott anyag szénizotóp összetétele erősen negatív irányban tolódik el.

4. A savas pH-jú víz megkezdi a talajkarbonátok, majd a kőzet oldását. A karsztos területek többségét tengeri karbonátos kőzetek alkotják, melyek szénizotóp-összetétele 0‰ körüli (HOEFS 1987), ezért a beoldott karbonát az oldat szénizotóp-összetételét a nulla érték felé tolja el.

5. A párolgási folyamatoknak igen nagy jelentőségük van nyílt rendszerek esetében. A felszínre hulló csapadék beszivárgási valószínűségét a felszíni párolgási viszonyok határozzák meg. Zárt barlangi térben (ahol a páratartalom megközelítőleg mindig maximális) a párolgás nem meghatározó jellegű.

6. A karsztrendszerekbe beszivárgó vizek oldó hatásukat kifejtve oldják a karbonátos kőzeteket. A keletkezett üregek, járatok, járathálózatok (barlangok) falán a kőzetből kilépő víz jelentősen megváltozott körülmények közé kerül (nyomás és hőmérséklet tekintetében). A fizikailag oldott (tartozékos) CO_2 eltávozhat, ami karbonátkiváláshoz vezet. A távozó CO_2 ^{12}C-ben dúsul (FRIEDMAN & O'NEIL 1977), ami a visszamaradó oldat, majd az abból kicsapódó karbonát szénizotóp-összetételét pozitív irányba tolja el.

7. Termálvizek esetén az oldatok több, a bezáró kőzetből kioldott karbonátot tartalmaznak, ami az oldat $\delta^{13}C$ értékének pozitív irányba történő eltolódását eredményezheti.

A szpeleotémák és azok elkülönülő zónáinak $\delta^{18}O$ értékeit alapvetően két tényező határozza meg:

1. Idősoros mérések alapján a beszivárgó víz $\delta^{18}O$ értéke 1 °C-os átlagos klímaromlás hatására –0,4‰-el tolódik el [$\delta^{18}O = 0{,}37 \cdot T - 12{,}8$] {T=°C-ban}(DEÁK 1995).

2. A barlangi kiválási hőmérséklet alapvetően meghatározza a kalcit-víz rendszerben a frakcionációs tényezőt, aminek hőmérsékletfüggésére FRIEDMAN & O'NEIL (1977) a következő képletet adta meg:

$$\Delta^{18}O=\delta^{18}O_{kalcit}-\delta^{18}O_{víz}=2{,}78 \cdot 10^6/T^2 -2{,}89 .$$

Ebből következően átlagos havi hőmérsékletekkel számolva 1 °C hőmérsékletcsökkenés +0,2‰-es eltolódást eredményez a kiváló kalcitban. Ez az összetételváltozási becslés összhangban van SCOFFIN (1987) eredményeivel, amelyek szerint minden 1‰-es $\delta^{18}O$ értékváltozás 4,3 °C-os kiválási hőmérsékletkülönbségnek felel meg. Mint látható a két tényező egymás ellen hat. Az eltolódások mértéke azt mutatja, hogy klímaváltozás esetén a kiváló kalcit $\delta^{18}O$ eltolódását a víz oxigénizotóp-összetételének változása szabja meg.

Az adatok tárgyalásakor a felszíni eredetű csapadékvíz mellett figyelembe kell venni a hidrotermás rendszerek hatását is. A hőhatás a barlang felső zónáját két irányból is érheti. Ezek hatását az oxigénizotópos görbéken követhetjük nyomon. A szénizotópos összetétel változásáért elsősorban az oldott C eredete és a külső környezet, a klíma a felelős. A klímaváltozás jelentős mértékben befolyásolja a mindenkori növényzetet és a talaj termelt biológiai eredetű CO_2-jának a mennyiségét. Azonban a klímaváltozás hatása ennél jóval összetettebb. A fent említett módon túlmenően a klímaváltozás a csapadék átlagos hőmérsékletének megváltozásán keresztül az oxigénizotópos összetételt is befolyásolja. A klímaváltozás hosszabb távon a termálvízszíntmozgásokat is befolyásolhatja a beáramló csapadék menynyiségi és időbeli eloszlásának megváltozásával. Eszerint egy hosszabb szárazabb periódus a termálvízszintet csökkentheti. A csökkenő termálhatás a kiválási hőmérsékletet befolyásolva állandó vízösszetétel mellett a kalcit $\delta^{18}O$ értékének pozitív irányú eltolódását eredményezi.

Mérési eredmények, az adatok értelmezése

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő zónánkénti vizsgálata során a kapott $\delta^{18}O$ értékek –11,6‰ és –10,4‰ , a $\delta^{13}C$ értékek –10,7‰ és –7,2‰ között szórnak. A Beremendi-kristálybarlangban korlátozottabb volt a mintavételi lehetőség. Ezen minták vizsgálata során kapott $\delta^{18}O$ értékek –10,4‰ és –8,6‰ , a $\delta^{13}C$ értékek –9,2‰ és –8,9‰ között mozognak. A kristálybarlangokból származó borsóköveken elvégzett vizsgálatokból származó $\delta^{18}O$ értékek –11,4‰ és –9,5‰ között, míg a $\delta^{13}C$ értékek –9,9‰ és –8,4‰ között szórnak. Ezeket az adatokat a *III. táblázat* és a *2–3. ábra* szemlélteti.

Borsókövek, bekérgezések

A BERE1-2-3-as mérési adatok a Beremendi-kristálybarlang egy többgenerációs képződményéből származnak. A BERE1-es zóna az alapkőzetre nőtt rá borsóköveknek megfelelő morfológiával, ezt egy több rétegből álló bekérgező kalcitlefolyás borítja be (BERE2). A minta legkülső, a barlang légtere felé eső részét adja a BERE3-as minta.

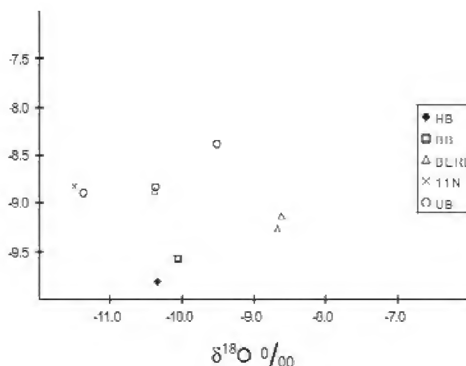
Mint láttuk, az oxigénizotópos összetételbeli változásokat egyrészt a kiválási hőmérséklet, másrészt a vízösszetétel változása — tehát a felszíni klíma változása — okozhatja. Számításaink alapján a –1,7‰-es $\delta^{18}O$-eltolódást egy 4,5–5 °C átlagos klímaromlás okozhatja. Tehát a BERE1-2-es mintához képest a BERE3-as minta a felszínről behatoló vízkomponens változását tükrözi. A klímaromlás csökkenti a biológiailag termelt CO_2 mennyiségét is, ami magyarázatot ad a $\delta^{13}C$ pozitív irányú elmozdulására is a keletkező kalcitban.

A $\delta^{18}O$ negatív irányú elmozdulását megnövekedett termálhatás (számításaink alapján +8,8 °C-os kiválási hőmérsékletemelkedés) is okozhatja, mert a kalcit-víz rendszer frakcionációs értéke megnövekedett hőmérsékleten kisebb lesz (O'Neil et al. 1969, Friedman & O'Neil

III. táblázat. A Beremendi- és a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó karbonátos mintákon elvégzett, stabilizotópos mérési eredmények (MTA Geokémiai Kutatóintézet)

Table III. *Stable isotope data of the carbonatic samples from crystal caves of Beremend and Nagyharsány (Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research)*

Mintaszám	$\delta^{18}O$(PDB)	$\delta^{13}C$(PDB)
1N	-11,5	-10,7
2N	10,8	9,4
3N	-10,7	-9,1
4N	10,6	8,8
5N	-10,4	-8,7
6N	10,6	7,2
7N	-10,5	-8,9
8N	10,7	8,7
9N	-11,5	-8,8
10N	11,6	8,7
BERE1	-8,6	-9,1
BERE2	8,7	9,2
BERE3	-10,4	-8,9
BB	10,0	9,6
BBB	-3,1	3,3
UB1	10,4	8,8
UB2	-9,5	-8,4
UB3	-11,4	-8,9
HB	10,3	9,9
11N	-11,0	-8,8

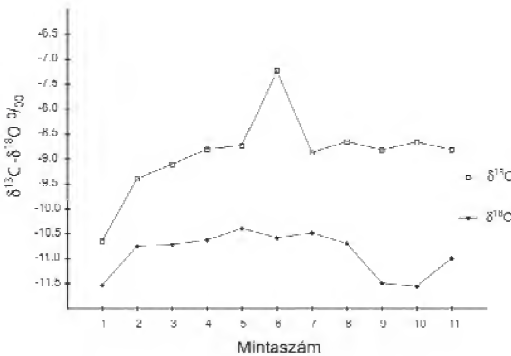


2. ábra. A Beremendi- és a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó, feltehetően hidegvizes eredetű képződmények, $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ méréseinek diagramja

Jelmagyarázat: HB = hidegvizes borsókő, BB = közönséges borsókő Beremendről, BERE = kalcitlefolyás különböző zónái Beremendről, 11N = Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő legkülső bekérgezése, UB = „üveggömb borsókő" egymást követő zónáinak mérési eredményei

Figure 2. *Diagram of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ measurements on formations of the Beremend and Nagyharsány Crystal Caves originated from presumably cold water*

Legend: HB = popcorn from cold water, BB = ordinary popcorn from Beremend, BERE = different zones of flowstone from Beremend, 11N = outer encrustation of dripstone from Nagyharsány, UB = results of measurements of following zones of "glassball popcorn"



3. ábra. A Nagyharsányi-kristálybarlangból szármzó cseppkő, belülről kifelé haladó, zónánkénti vizsgálatának eredményei (MTA Geokémiai Kutatóintézet).

Figure 3. *Results of investigations of dripstones zone by zone inside moving out (Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research)*

1977). Ez a megnövekvő termálhatás a szénizotóp pozitív irányú elmozdulását is indokolhatja, mert a kiválási környezetben jelenlévő vízben több lesz a termálvizes, mészkőoldódásból származó komponens.

$$T(°C) = 16{,}9 - 4{,}38\,(\delta^{18}O_{kalcit} - \delta^{18}O_{víz}) + 0{,}10\,(\delta^{18}O_{kalcit} - \delta^{18}O_{víz}).$$

Más a helyzet az UB1, UB2, UB3-as minták esetében. Ezek a borsókövek az úgynevezett „üveggömb” borsókövek. A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó képződmény morfológiailag különböző, három egymást követő zónáját mintáztuk meg. Itt a morfológiai különbözőséget a mért értékek is jelzik. Az UB1-es belső zóna izotópos összetételét kialakító környezetet alapul véve, az UB2 zóna kalcitja pozitív $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ eltolódást okozó környezetben jött létre. A pozitív $\delta^{13}C$ eltolódás oka a biológiai eredetű CO_2 mennyiségének csökkenése, míg a pozitív $\delta^{18}O$ változás az oldat ^{18}O-dúsulásának és vagy a kiválási hőmérséklet csökkenésének tulajdonítható. A kiválási hőmérséklet csökkenése a felszíni csapadékvíz mennyiségének növekedéséhez vagy klímaromláshoz köthető, ami viszont az oldat negatív irányú $\delta^{18}O$ elmozdulását jelentené. Mindezek alapján a legvalószínűbb magyarázatot a csapadékvíznél pozitívabb $\delta^{18}O$ értékkel jellemzett (a Beremendi-kristálybarlang termálvizének $\delta^{18}O$ értéke –8,8‰) termálvíz feláramlása adhatja meg, ami a pozitív $\delta^{13}C$ változást is magyarázhatja. Morfológiai megfigyeléseink is a termálvízszint oly mértékű megemelkedését sejtetik, hogy az UB2-es zóna az egykori termálvízszint szintjében keletkezett (tányér, tálcaszerű morfológia).

Az UB3-as zóna kalcitjának $\delta^{13}C$ értéke megegyezik az UB1-es zónáéval, tehát az eredeti (UB1-es zónának megfelelő) csapadékvíz-termálvíz arány állhatott vissza. A $\delta^{18}O$ érték negatív eltolódását a negatív $\delta^{18}O$ értékű csapadékvíz és a visszavonuló termálvíz által megemelt hőmérséklet együttes hatása okozhatta.

A 11N jelű minta, amit az általunk vizsgált cseppkő felületéről gyűjtöttünk, stabilizotópok szempontjából igen jól közelíti az UB3-as zóna értékeit ($\delta^{13}C$= –8,8‰, $\delta^{18}O$= –11,0‰). A fizikai közelség és a makroszkópos hasonlóság is a képződési környezet hasonlósága mellett szól.

Ezekhez képest a BB jelű borsókő, amit tipikusan légteresnek tartanak (FORD 1995), ^{13}C-ben szegényebb környezetet jelez ($\delta^{13}C$= –9,6‰, $\delta^{18}O$= –10,0‰). A párolgási folyamatok (hasonlóan a kigázosodáshoz) a tömegarányok miatt elsősorban a szénizotóp-összetételt befolyásolják. A párolgás folyamán a gázfázis az oldathoz képest több könnyű izotópot tartalmaz. A pára kicsapódása után ismét párolgás szükséges, hogy az ásványkiválás megindulhasson. Ez a párolgási frakcionáció alakíthatta ki a BB jelű minta $\delta^{13}C$ értékét. Hasonló folyamatok alakíthatták ki a HB jelű minta (hidegvizes borsókő) izotópos értékeit ($\delta^{13}C$= –9,9‰, $\delta^{18}O$= –10,3‰) de más körülmények között. Míg a BB jelű borsókövet kialakító közeg termálvíz eredetű, addig a HB (hideg vizes borsókő) jelű minta felszíni eredetű vizekből vált ki. Erre a következtetésre elsősorban a terepi megfigyeléseink utalnak, de a mért értékek ezt alátámasztják. A HB jelű borsókőtípus ugyanis elsősorban cseppköves környezetben fordul elő.

Az ásványkiválást megelőző párolgás jelentős mértékben eltolhatja a kiváló kalcit izotópösszetételét. Ugyanakkor ennek vizsgálatát a jelenleg rendelkezésre álló mintaszám nem teszi lehetővé, így a BB és a HB jelű mintákban észlelt stabilizotópos értékek más módszert (terepi megfigyelést) figyelmen kívül hagyó magyarázata csak hipotézis értékű lenne.

Cseppkő

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkődarabon zónánként végeztük el a vizsgálatot. A megmintázott zónák $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ értékeit a *3. ábra* mutatja be. A szénizotópos összetétel a cseppkő központi részétől kifelé haladva kezdetben erősen emelkedik, a 6N számú minta (zónában) erősen megugrik, majd ezt követően hibahatáron belül ingadozik. A 6N zóna jelentős eltérését nem mérési hiba, hanem egy hirtelen esemény okozhatta. Erre utal az oxigénizotóp nem jelentős eltérése is.

A növekvő $\delta^{13}C$ értéket az 1N zónától az 5N zónáig a gyökérlégzésből származó CO_2 csökkenő hatásának tulajdonítjuk. A 6N minta szénizotópos összetétele jelentős eltérést mutat. Ha az oldat gyökérlégzésből származó CO_2-ot is tartalmaz, akkor a beoldott tengeri mészkő 0‰ körüli szénizotópos összetételét a gyökérlégzésből származó szén-dioxid negatív irányban tolhatja el. Ez több módon is adódhat:

1. A 6N minta időtartamát reprezentáló időre tényleg olyan mértékben lecsökkent a biológiai aktivitás, hogy csak –7‰-ig tolja el a beoldott tengeri eredetű mészkő izotópos összetételét. Ezt azonban nem tartjuk valószínűnek, mert az oxigénizotóp-összetétel nem jelez jelentős változást és a környező zónák ilyen változásra nem utalnak.

2. Véleményünk szerint valószínűbb megoldást jelent, hogy a beszivárgó víz izotópos összetétele a talajlevegőből a biológiai eredetű szén-dioxid felvétele után a kőzet repedéshálózatába kerülve fokozatos izotópeltolódást szenved. Ez a víz, ami a 6N zóna kiválását okozhatta, jóval hosszabb időt

tölthetett el a kőzet belsejében, így több ideje volt izotópcserére a bezáró kőzettel. Egy hirtelen esemény (pl. tektonikai mozgás) hatására a felnyílt hasadékokban utat talált a barlang belseje felé, ahol kicsapódott belőle a karbonát.

A 6N mintát követő zónákban a $\delta^{13}C$ értékei –8,8‰-es érték körül mozognak, ami stabil környezetre utal.

A Kárpát-medencében a pleisztocén–holocén folyamán lezajlott klímaváltozások hűvös-száraz meleg-csapadékos periódusokkal jellemezhetők. Ha csökken a csapadék, csökkenni fog áttételesen a mindenkori karsztvízszint is, ami a hidrotermás bázist is lesüllyeszti. Tehát a barlang felsőbb zónáiban a normál hideg vizes képződmények (cseppkövek, hideg vizes borsókövek) lesznek az uralkodóak. Ilyen változást tükrözhet az 1N zónától 5N zónáig tartó emelkedés, majd a 10N zónáig tartó csökkenés a $\delta^{18}O$ görbén.

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkőminta legkülső zónáját képező bekérgezés más típusú. A 11N zónát a cseppkövet bekérgező borsókőszerű képződmény alkotja. Ennek szénizotópos összetétele hasonló mind a BERE1, BERE2, UB1, UB2, UB3 értékekhez, de az oxigénizotóp-összetétel tekintetében leginkább az UB3-as üveggömb borsókő mintához hasonlít (lásd feljebb).

A képződmények stabilizotópos összetételéből fontos információt kaptunk a genetikai környezetre. Részletes további vizsgálatokkal egy-egy ásványtípus vagy képződménytípus pontos keletkezési körülményeit lehet meghatározni a kialakító folyamatok megismerésén keresztül. A kapott részadatok megerősítését és további körülmények tisztázását további mintavételezés és elemzés tenné lehetővé, amihez a Duna-Dráva Nemzeti Park újabb engedélye és segítsége szükséges.

A csiszolatok, katódlumineszcens vizsgálatok

A cseppkövekből és borsókövekből készült vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata során megállapítottuk, hogy a kivált zónák között gyakoriak a korróziós felületek. Ezen korróziós felületek mindegyike egy-egy környezetváltozást jelez. A katódlumineszcens vizsgálattal szerencsés esetben a kiválási környezet redoxpotenciál-változásáról kaphatunk információt.

Az üveggömb borsókő csiszolatán jól megfigyelhetők a különböző színű zónák. A zónákat alapvetően két típusú kalcit alkotja: az egyik mikrokristályos, enyhén barna színezetű, a másik makrokristályos kalcit. A gömbös szerkezetű borsókő zónás (barna) továbbnövekedése, majd bizonyos fokú korróziója után a makrokristályos kalcit sugarasan veszi körbe. Ebben is megfigyelhető bizonyos zonalitás.

Az ún. hideg vizes borsókőnél a korróziós felületek sokkal gyakoribb ismétlődése figyelhető meg. A finom zónás kiválásokat egy korróziós szakasz erodálja, majd egy széles, világos színű zónát épít, ami fokozatosan finomodó rétegzésbe megy át, majd újabb korróziós felület következik. A különböző zónák között a határ nem mindig éles, gyakran széles átmenet van.

A borsóköves cseppkőből készült csiszolaton jól látható a két, különböző típusú képződmény összenövése. A borsóköves cseppkő központi zónájában mozaikszövetű kalcit található, amely az egykori szalmacseppkövet képviseli. Ettől kifelé különböző vastagságú bekérgezések következnek, majd éles színváltás után morfológiai váltás is következik. A csiszolaton is jól látszik a külső bekérgező borsókövek morfológiája.

A vizsgálat során lumineszcens jelenséget nem, vagy csak igen kevés korróziós felületen tapasztaltunk, ami két dologra utalhat:

— az oxidációs-redukciós viszonyok nem változtak a kiválás során,

— nincs olyan Fe-Mn jelen a rendszerben, ami beléphetne a kalcitrácsba.

Az optikai emissziós méréseink alapján a karbonátok meglehetősen elemszegények, ezért az utóbbit tartjuk valószínűnek.

Diszkusszió

A nagy, vízzárórétegekkel fedett medencék és a karsztosodó kőzetekből álló hegységek peremén kedvezőek a lehetőségek a keveredési korrózió kialakulására (v.ö. a Budai-hegység termálkarsztjával). A keveredési korrózió barlangalakító hatása régóta ismert (BÖGLI 1965, ERNST 1965, BALÁZS 1966). A barlangok keletkezéséhez szükséges a kőzethasadékok, tektonikus hasadékok jelenléte, ahol megindulhat az oldatok áramlása és keveredése (JAKUCS 1948, LEÉL-ŐSSY S. 1957). Ez a tektonikus preformáló hatás még a jellegzetesen hidrotermás gömbfülkékkel gazdagon díszített Beremendi-kristálybarlangban is megfigyelhető (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986).

A Beremendi-kristálybarlangban a jellegzetes formavilág és ásványos összetétel alapján hamar felismerték a barlang melegvizes eredetét és a jellegzetes, páratlan szépségű ásványkiválások vizsgálata is nagyon hamar, szinte közvetlenül a feltárás után megkezdődött (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986, BOGNÁR & KISS 1985).

Ebben a barlangban nem különíthető el két olyan, markánsan eltérő barlangszint, mint a Nagyharsányi-kristálybarlangban, bár a szerény méretű cseppkövesedés inkább az alsóbb járatokban, a tó közelében figyelhető meg, az aragonit tűkristályok halmaza pedig inkább a felső részekre jellemző.

Munkánk során az ásványkiválásokat csiszolatban, valamint röntgendiffrakciós, stabilizotópos és optikai emissziós mérések alkalmazásával tanulmányoztuk, emellett elemeztük a beszivárgási viszonyokat. Vizsgálataink különösen a Nagyharsányi-kristálybarlang esetében voltak jelentősek, hiszen erről az objektumról még csak egy rövid ismertetés jelent meg (TAKÁCSNÉ BOLNER in SZÉKELY szerk. 2003). A barlangot Magyarországon példátlanul védik, a teljesen kiépítetlen K-i ágba gyakorlatilag nem adnak ki leszállási engedélyt sem.

A meleg karsztvíz párolgása még ma is biztosítja a barlang felső szakaszán a korróziós gömbfülkék kialaku-

lásának lehetőségét. Ezt az aktív korrodáló hatást ma is megfigyelhetjük a barlang felső, felszínközeli szakaszán, ahol a barlangfalakat vastag málladékkéreg és képződményhiány jellemzi. A barlang ma is épülő, alsó szakasza gazdag kiválásokban. Az aerosolból kiváló aragonit és a hidrotermás kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit és magnezit jellemzi a rendszert.

A barlang alsó és felső szakaszán megtalálhatók a hideg vizes jellegre utaló cseppkövek, de ezeket a borsókő képződmények vastagon fedik. Ez arra utal, hogy egykoron a ma ismert termálhatás jóval gyengébb lehetett.

A Nagyharsányi-kristálybarlang termál jellegét igazolja a barlang légterének az évi középhőmérsékletet meghaladó hőfoka. A termálvíz szintje a barlangban nem ismert, de a mélyszint felé fokozatosan nő a hőmérséklet. A mélység felé növekvő termálhatást a barlangi képződményeken is megfigyeltük. A felső szinten sok, kalcittal kitöltött repedés, tektonikus hasadék és normál vető is látható. Az alsó szint, ami egy réteglap mentén alakult ki, már jóval több hidrotermás bélyeget hordoz. A felső szintet a szögletes formák mellett gömbfülkék is díszítik, míg az alsó szintre a gömbfülkék és a lekerekített felületek túlsúlya a jellemző.

A barlang mennyezete meglehetősen képződményszegény, kivételt képeznek a repedésekhez kapcsolódó szalmacseppkövek. A barlang alsó szintjén a cseppkövek felületén, a Beremendi-kristálybarlanghoz hasonlóan „hévizes eredetű" borsókövek találhatóak. Ezen a szinten a jellegzetes hidrotermás ásványok (aragonit, magnezit, huntit) a mélység felé egyre gyakoribbá válnak.

A vizsgált két barlang tektonikus preformáltsága egyértelműen bizonyítható. A hévizes ásványtársulás a termális kapcsolatot igazolja. A két barlang közötti alapvető különbség abban nyilvánul meg, hogy míg a Beremendi-barlangnál a termálvizes korrózió hozta létre a barlangjáratokat tektonikus zónák mentén, addig a Nagyharsányi-kristálybarlang eddig ismert szakaszát elsősorban tektonikus mozgások alakították ki.

Ezek alapján mindkét barlang hazánk legjelentősebb földtani értékei közé tartozik. Képződménygazdagságuk és érintetlenségük okán méltán kerültek fel a fokozottan védett barlangok listájára.

Eredmények

1. Megfigyeléseink szerint a Beremendi-kristálybarlang keveredési korrózióval létrejött, típusos hidrotermás üregrendszer, amire jellemző a labirintusos, több szintben kifejlődött járathálózat, a hirtelen méretváltozás, a gömbfülkék gyakorisága és a változatos, kivételesen gazdag, részben hidrotermás hatásra keletkezett ásvány- és formaegyüttes. A Beremendi-kristálybarlang kis területen alakult ki, nagy termek nem jöttek létre benne. A járatok a Tavas-teremben elérik a recens karsztvízszintet. A termálhatás nyomait stabilizotópos méréseinkben is kimutattuk.

2. A cseppköveken, a falakat bekérgező borsóköveken elvégzett $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ méréseink alátámasztják a gyakorlati megfigyeléseket, miszerint ezek a borsókövek egy változó, de termálhatás alatt álló környezetben alakultak ki. A BERE1-2-3 -as mintákon elvégzett méréssorozat utal a lehetséges klímahatásra is, de ennek pontos eldöntésére a korlátozott mintaszám nem ad lehetőséget.

3. A Beremendi-kristálybarlangban morfológiai megfigyeléseink alapján a barlangra jellemző hófehér borsókőegyüttesek idős képződmények, melyek még a barlangjárat meleg vizes kitöltöttsége idején keletkezhettek. Ezek külső zónáját mind makroszkópos megfigyeléseink, mind stabilizotópos méréseink alapján légteres képződmények alkotják.

4. A Beremendi-kristálybarlangban makroszkóposan három, műszeres vizsgálatokkal további hét ásványt határoztunk meg. Ezek az ásványok a következők: huntit, dolomit, magnezit, böhmit, szericit/illit, kvarc, hematit/goethit. Ezek az ásványok nagyrészt csak kis koncentrációban vannak jelen. Ezzel szemben huntitot nagy tömegben tudtunk kimutatni a Mosóporos-ágban. Az alumínium tartalmú ásványok a barlang bejáratánál és a belső üregekben szórtan (behullott darabok formájában) fordulnak elő. Ásványos összetételük alapján (böhmittartalom, CSÁSZÁR & FARKAS 1982), a felső bauxitos szinthez tartoznak. A kvarc itt is csak szennyezőként fordul elő.

5. A Nagyharsányi-kristálybarlangban makroszkóposan három ásványt ismertünk fel, műszeres vizsgálattal további kilenc ásvány jelenlétét állapítottuk meg. Ezek az ásványok a következők: dolomit, vasas dolomit, huntit, magnezit, kvarc, szericit/illit, böhmit, kandit, klorit. Ezek közül a kvarc szennyezőként volt jelen több mintában is, az agyagok a barlangok mélyedéseiben halmozódtak fel, a huntit az alsó szinten a borsókövek felületén keletkezett, a dolomit a hullott huntitos mintákban nyomokban fordul elő a magnezittel együtt.

6. A Nagyharsányi-kristálybarlang felső szakasza alapvetően tektonikus eredetű, egyenes vonalakkal határolt nagyméretű termek jellemzik. Alsó szakasza egy réteglap megcsúszása mentén alakult ki. Az erős tektonikus preformáltságot követően a termálkarsztos korrózió vette át az üregalakító és ásványképző szerepet.

7. A Nagyharsányi-kristálybarlang felső szintjén több képződménygenerációt különítettünk el. A legidősebbnek tartott bekérgezéseken idős, ma már erősen korrodált cseppkő-generáció alakult ki. Ezek korrodált, visszaoldott felszínét a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó, legfiatalabbnak tartott borsókő-generáció növi be. Az ilyen típusú (UB) képződményekből zónánként végzett $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ méréseink egyértelműen a változó termálhatás jelenlétére utalnak. A második, már fiatalabb cseppkő-generációt kisebb termetű nem erodált felszínű képződmények alkotják. Ennek a generációnak egy darabján (N1–10-ig) elvégzett zónánkénti stabilizotópos vizsgálatunk eredménye klímaváltozási jegyekre utal. A harmadik, egyben a legfiatalabb cseppkő-generációt tömör halvány kávébarna színű képződmények jelentik. A különböző képződménygenerációk felületét nagyrészt a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó üveggömb borsókövek borítják.

8. A Nagyharsányi-kristálybarlangban a cseppkövek és a borsóköves periódusok váltakozását stabilizotópos méréseink alapján klimatikus okokra vezettük vissza. Megfigyeléseink szerint a felső szakaszon ma ismét a meteorikus eredetű vizek a dominánsak, olyannyira, hogy egyes képződmények korróziója is megkezdődött már.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Duna-Dráva Nemzeti Park előző igazgatójának, IVÁNYI Ildikónak, ill. HAVASI Ildikó osztályvezetőnek, akik részünkre a kristálybarlangok bejárását, a korlátozott számú mintavételezést engedélyezték és mindehhez a kiszállások idejére PARRAGH Tibor személyében barlangi vezetőt is biztosítottak részünkre. A mintákon elvégzett röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok kiértékelésében LOVAS György volt segítségünkre, az optikai emissziós színképelemzési eredmények kiértékelését NAGY Bélánéval (ELTE) végeztük, a vékonycsiszolatok katódlumineszcens vizsgálatát MINDSZENTY Andrea (ELTE) segítségével készítettük el. A vízminta elemzéseket KAVERO István (VITUKI), BOGNÁR Csaba (OKI), és FÓRIZS István (MTA GKI) készített számunkra. A bakteriológiai elemzés kiértékelésében MÁRIALIGETI Károly (ELTE) volt segítségünkre. A lelkiismeretes lektori munkát TAKÁCSNÉ BOLNER Katalinnak (KvVM) és SZAKÁLL Sándornak (ME) köszönjük. Köszönjük az OTKA T 049713 támogatását.

Irodalom — References

ALFÖLDI L, BÖCKER T. és LORBERER Á. 1977: Magyarország repedezett hévíztárolóinak hidrogeológiai jellemzése. — In: Magyarország hévízkutatás katasztere VITUKI I. Vízrajzi Intézet kiadványa, 49 p.

BALÁZS D. 1966: A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. — *Hidrológiai Közlöny* **1966/4,** 179–184.

BENKOVICS, L. 1997: Étude structurale et géodinamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — PhD. Thesis, Univ. Lille, 148 p.

BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleo-stress filled in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geol. Hung.* **31,** 81–100.

BOGNÁR L. & KISS J. 1985: Kutatási jelentés a Beremendi-kristálybarlang ásványtani vizsgálatáról. — Kézirat, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 37 p.

BÖGLI, A. 1963: Beitrag zur Enstehung von Karsthöhlen. — *Die Höhle* **14/3,** 63–68.

BÖGLI, A. 1965: The role of corrosion by mixed water in cave forming. — In: STEKL, O. ed.: *Problems of the Speleological Research.* Czechoslovak Academy of Science, Prague, 125–131.

CULVER, C. C. & WHITE, W. 2005: *Encyclopedia of Caves.* — Elsevier, California, 654 p.

CSÁSZÁR, G. 1989: Transgressive Urgonian Sequence with black "pebbles" from the Villány Mountains, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **31/1–2,** 3–29.

CSÁSZÁR, G. 1992: Urgonian facies of the Tisza Unit. — *Acta Geol. Hung.* **35/3,** 263–285.

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25,** 209 p.

CSÁSZÁR G. & FARKAS L. 1982: Újabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi-hegységben. — MÁFI Évi Jelentése az 1982-es évről, 237–244.

DEÁK J. 1995: *A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön.* — Vituki Zárójelentése, Budapest, 74 p.

DEMÉNY, A. & FÓRIZS, I. 1991: On some preparation methods in stable isotope mass spectrometry and their geochemical applications. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **11,** 524–526.

DUBLJANSKI, Y. 1989: The main principles of development an the diagnostic criteria of a carbonate hydrothermal karst. — Proceedings, 10th International Congress of Speleology, Budapest, 77–79.

DUBLJANSKI, Y. 1995: Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. — *Environmental Geology* **25,** 24–35.

ERNST, L. 1965: A keveredési korrózió kérdéséhez. — *Karszt és Barlang* **1965/I,** 61–63.

FORD, D. C. 1988: Characteristics of Dissolutional Cave System in Carbonate Rocks. — In: CHOQUETTE, P. W. & JAMES, N. P. eds: Paleokarst. Springer–Verlag, New York. 25–57.

FORD, D. C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. — *Cave and Carst Science* **22/3,** 107–118.

FORD D. C. & WILLIAMS, P. W. 2007: *Karst Geomorphology and Hydrology.* — Wiley, West Sussex 562 p.

FÓRIZS, I. 1995: Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. — Kézirat. Egyetemi doktori dolgozat, Kossuth Lajos Tudományegyetem, 109 p.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — In: Paper ed, Data of Geochemistry 6th, 440-KK.

FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység kréta időszaki képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **15,** 131 p.

FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 445 p.

GÉCZY B. 1973: Lemeztektonika és paleogeográfia kelet-mediterrán mezozóos térségben. — *Geonómia és Bányászat, MTA X. Osztály Közleményei* **6/1–4,** 219–225.

HAAS J. 1994: *Magyarország földtana: mezozoikum.* — Egyetemi jegyzet. ELTE, Budapest, 384 p.

HAAS J. & HÁMOR G. 1998: Magyarország területe, szerkezetfejlődésének összefoglalása. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* MOL–MÁFI, Budapest. 45–54.
Hámor G. 1997: A magyarországi miocén fejlődéstörténete és ősföldrajza. — In: Haas J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 231–250.
HILL, C. A. & FORTI, P. 1997: *Cave minerals.* — Huntswill, Alabama, USA, 463 p.
JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. — *Hidrológiai Közlöny* **28,** 53–58.
KÁRPÁT J. 1985: A Beremendi-kristálybarlang térképe. — Kézirat. Országos Barlangnyilvántartás, Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Barlangtani és Földtani Osztály, 3 p.
KEELING C. D. 1958: The concentration and isotopic abundance of atmospheric carbon dioxide in rural areas. — *Geochimica Cosmochimica Acta* **13,** 322–334.
KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. & DREYBRODT W. 2000: *Speleogenesis.* — Huntsville, Alabama, 528 p.
KOBLENCZ V. & NEMECZ E. 1953: Huntit előfordulása Dorogon. — *Földtani Közlöny* **83,** 391–395.
KRAUS, S. 1991: A budai barlangok hévizes karbonátkiválásai. — *Karszt és Barlang* **1990/II,** 91–96.
KRAUS, S. 1993: A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozása. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II,** 47–53.
LEÉL-ŐSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő* **6,** 155–167.
LEÉL-ŐSSY Sz. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése. —Kézirat. Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, 114 p.
MAHLER, B. J. PERSONNÉ, J-C., LYNCH, F. L., VAN METRE, P. C. in SASOWSKY, I.D & MYLROIE, J. 2004: Sediment and sediment-associated contaminant transport throught karst. — In: SASOWSKY, I. D. & MYLROIE, J. (eds): *Studies of Cave sediments.* — Kluwer, New York, 23–46,
MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *The Journal of Chemical Physics.* **18,** 849–857.
NAGY E. & NAGY I. 1976: A Villányi-hegység triász képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17,** 111–228.
NOSZKY J. 1957: Kiértékelő jelentés az 1952-ben Villányi-hegységben végzett reambuláló földtani vizsgálatokról. — Kézirat. MÁFI Adattár.
O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. — *The Journal of Chemical Physics* **51,** 5547–5558.
PLUMMER, L. N. 1975: Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. — *Geol. Soc. Amer. Memoirs* **142,** 219–236.
Pro Natura Karszt- és Barlangkutató Egyesület 1998: Jelentés az 1997-es kutatási évről. — Kézirat. Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, 43 p.
RAKUSZ Gy. 1937: Adatok a Harsány-hegy bauxit szintjének ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jelentés 1929–1932-ről,* 215–233.
SCOFFIN, T. P. 1987: *An introduction to carbonate sediments and rocks.* —Blackie, USA, 274 p.
SZÉKELY K. (szerk.) 2003: *Magyarország fokozottan védett barlangjai.* — Mezőgazda, Budapest, 426 p.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1981: Új feltárások a Pál-völgyi-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1980/I,** 87–92.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1986: A Beremendi-kristálybarlang. — *Karszt és Barlang* **1985/I–II,** 3–12.
TAKÁCSNÉ BOLNER K. & KRAUS S. 1989: A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. — *Karszt és Barlang* **1989/I,** 61–66.
TELEGDI ROTH K. 1937: Jelentés az 1930. és 1931. években a Bakony-hegységben és a Villányi-hegységben végzett bauxitkutatásokról. — *MÁFI Évi Jelentés 1929–1932-ről,* 197–213.
TÓTH M. 1998: Magyarországi barlangok ásványtársulásainak kutatása. — Kézirat. MTA Geokémiai Kutatóintézet 53 p.
VIGASSY T. 1999: A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangok és képződményeinek genetikai vizsgálata. — Kézirat, Egyetemi diplomamunka. ELTE-TTK, Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 135 p.
WEIN Gy. 1969: Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. — *Földtani Közlöny* **99,** 47–59.
ZÁMBÓ L. 1986: A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésben. — Kézirat, Kandidátusi értekezés. MTA, Budapest, 150 p.
ZENTAI, P. 1967: Spectrochemical methods for geochemical purposes. — *Acta Chim. Acad. Sci. Hung.* **53/4,** 323–333.

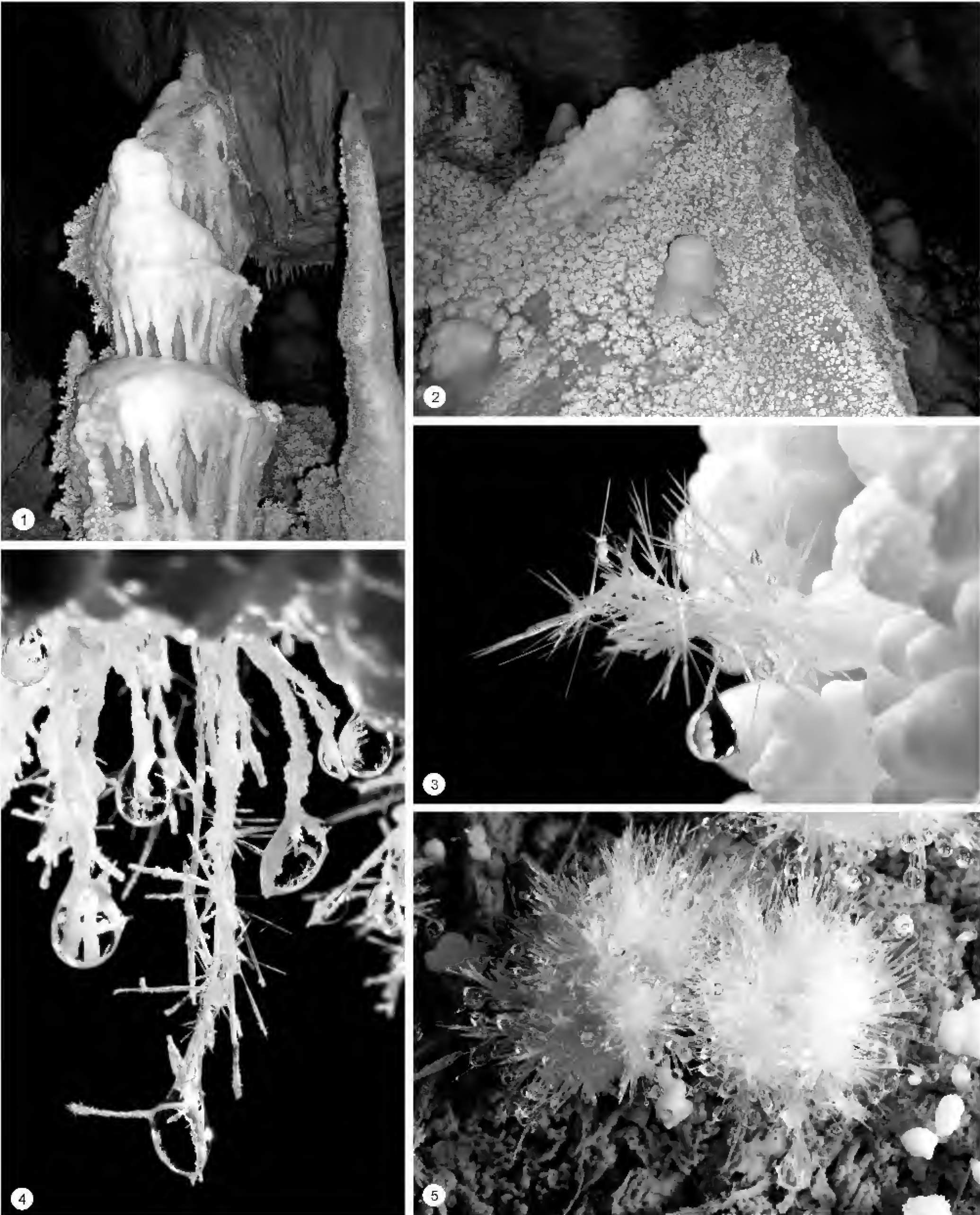
Kézirat beérkezett: 2008. 11. 25.

I. tábla — Plate I

1-2. Cseppkő és borsókőgenerációk váltakozása a Nagyharsányi-kristálybarlangban
1-2. Changing of dripstone and popcorn generations in the Nagyharsány Crystal Cave
3. Aragonittűk kalcitkérgen a Beremendi-kristálybarlangban
3. Aragonite needles on calcite crust in the Beremend Crystal Cave
4. Vízcseppek az argonittűkön a Beremendi-kristálybarlangban
4. Dripping water on aragonite in the Beremend Crystal Cave
5. Aragonitbokor a Beremendi-kristálybarlangban
5. Aragonite brush in the Beremend Crystal Cave

Fotó:Kovács Richárd
Photó: Richárd Kovács

I. tábla — Plate I



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/1, 89–96., Budapest, 2010

A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) magyarországi alkalmazhatósága

GÖRÖG Péter[1], VÁMOS Mariann[2], TÖRÖK Ákos[1], VÁSÁRHELYI Balázs[3]

[1]BME, Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék, 1111 Budapest, Műegyetem rakpart 3.
[2]Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, 4032 Debrecen Egyetem tér 1.
[3]Pécsi Egyetem, Pollack Mihály Mérnöki Kar, 7624 Pécs, Boszorkány u. 2.

Geological Strength Index (GSI) and its application in Hungary

Abstract

In engineering geology the rock mass characterization can be performed by using various methods of which the Geological Strength Index (GSI) is one of the recently introduced techniques. By applying the GSI method, design parameters — such as angle of friction, modulus of elasticity, cohesion and compressive strength — can be evaluated and calculated. The method was first developed for solid and blocky rock masses, but later it was extended to describe heterogeneous rock masses such as flysch. The present paper describes the development of the GSI method and it provides information about its applicability in Hungary for rock faces, tunnels and deep excavation sites. An Eocene marl belonging to the Buda Marl Formation is the example based on which the methodology is based and subsequently described. It is a heterogeneous rock mass with hard, strongly cemented calcareous marls and soft clayey sections possessing soil-like characteristics. The case studies presented here include field and laboratory test results of projects finalized at the Department of Construction Materials and Engineering Geology of the Budapest University of Technology and Economics.

Keywords: engineering geology, Geological Strength Index (GSI), Buda Marl

Összefoglalás

A mérnökgeológiában a kőzetkörnyezet leírásának egyik — a nemzetközi gyakorlatban mindinkább használt — módszere a Geológiai Szilárdsági Index (GSI), mely az elmúlt évtized alatt az egyik legjelentősebb kőzettest-értékelési mód lett. A módszer segítségével közvetve számszerűsíthető, a mérnöki tervezésben felhasználható, kőzetfizikai adatokat kapunk, amelyek alapján olyan fontos paraméterekre, mint a belső súrlódási szög, az alakváltozási modulus, a kohézió vagy az egyirányú nyomószilárdság is tudunk következtetni. A módszert nagy szilárdságú, homogén kőzetekre dolgozták ki, de ezt követően heterogén kőzettestekre is kiterjesztették. A GSI fejlődését és alkalmazhatóságának hazai vonatkozásait (sziklafalak, munkagödrök, alagutak) is bemutatja a cikk. Magyarországi példaként a Budai Márga szerepel, amely részben kemény kőzetként (pl. mészmárga) részben agyagos képződményként (pl. mállott agyagmárga) viselkedik és kőzetmechanikai szempontból erősen heterogén kőzetösszletként értelmezhető. A cikkben bemutatott példák a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék utóbbi években elvégzett mérésein és kutatási eredményein alapulnak.

Tárgyszavak: mérnökgeológia, Geológiai Szilárdsági Index (GSI), Budai Márga

Bevezetés

Változatos megjelenésű és tulajdonságú kőzettestek mérnökgeológiai jellemzésénél komoly gondot jelenthet, a mérnöki tervezéshez szükséges földtani paraméterek meghatározása. Legnagyobb problémát a heterogén kőzettestek vizsgálatánál is eredményesen alkalmazható módszerek kidolgozása jelenti. Olyan földtani környezetben, ahol a kőzettest erősen tektonizált, gyűrt, általában heterogén kőzettestek jelenlétével számolhatunk. A heterogenitást okozhatja a különböző kőzettípusok gyakori váltakozása, pl. márga- és mészkőrétegek. Az ilyen kőzettestek terhelés hatására kialakuló alakváltozása egymáshoz közeli zónák esetén is változékony lehet. A heterogén kőzettesteket a legtöbb esetben szabad szemmel is meghatározható szerkezeti elemek (litoklázisok, törések stb.) jellemzik, amelyeknek látható jelei többek között a főtepergés, a falak lemezes leválása, valamint a kőzetomlás. Az ilyen kőzet-

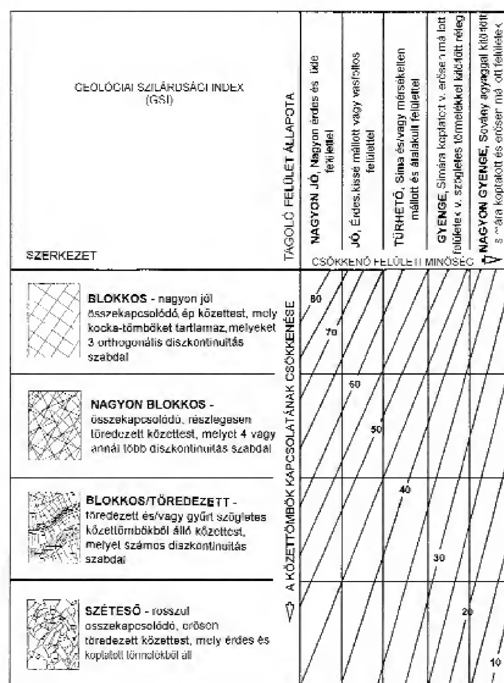
környezetekre is alkalmazható módszer a Geológiai Szilárdsági Index (GSI), bemutatását és hazai alkalmazhatóságának lehetőségeit ismerteti a jelen tanulmány.

Azoknál a kőzettesteknél, ahol a tönkremeneteli folyamatok viszonylag egyszerűen nyomon követhetőek, az 1970-es években kidolgozott kőzettest-osztályozási eljárások jól alkalmazhatóak, többek között a BIENIAWSKI (1973) által bevezetett RMR-módszer, valamint Q-módszer (BARTON et al. 1974). A fent említett módszerekről az utóbbi években magyar nyelvű összefoglalók is megjelentek (VÁSÁRHELYI 2004, GÁLOS & VÁSÁRHELYI 2006). Az RMR és a Q-módszerek használhatóságát és megbízhatóságát számos nemzetközi példában ismertették (HOEK 2000). A kőzettest osztályozási rendszereket hazánkban az utóbbi években a Bátaapátiban létesülő kis- és közepes aktivitású hulladéktároló vágatainak kivitelezésekor alkalmazták. Itt a jövesztési és biztosítási módnak a megválasztása az RMR és Q osztályozási módszerek alapján történik (DEÁK et al. 2006).

A GSI-érték meghatározásában a kőzettestek mérnökgeológiai megfigyelésének és azok szerkezeti tulajdonságainak, valamint tagoltsági jellemzőinek van kulcsszerepe. A terepi jellemzők leírása döntő fontosságú a módszer alkalmazásánál. A GSI-rendszer a megalkotásakor leginkább az egynemű, de különböző mértékben repedezett kőzettestek jellemzésére szolgált, ám ezt a későbbiekben (főleg görög alagútépítési tapasztalatok alapján) a heterogén kőzettestekre is kiterjesztették (MARINOS & HOEK 2001). Az általánosított Hoek–Brown törési elmélettel (HOEK et al. 1995), melynek az egyik bemenő paramétere a GSI-érték, jelen cikkben nem foglalkozunk (erről részletesen magyarul lásd: VÁSÁRHELYI 2001, 2003), inkább a földtani viszonyokhoz közelebb álló vonatkozásait mutatjuk be a geológiai szilárdsági indexnek.

A Geológiai Szilárdsági Index története és fejlesztése

A Geológiai Szilárdsági Indexet (GSI) a mérnökgeológiai szempontok figyelembe vételével az RMR-módszerből fejlesztették ki (HOEK 1994, HOEK et al. 1995), azzal a céllal, hogy az eltérő állagú kőzettesteket is osztályozni lehessen. A GSI bevezetését az is indokolta, hogy rossz minőségű kőzettestek (RMR<30) leírására sem az RMR, sem a Q-módszer nincs megfelelően kidolgozva. Fontos különbség az RMR-módszerhez képest, hogy ez az új osztályozási rendszer nem alkalmazza az igen elterjedt, a tagoltság mértékének meghatározására szolgáló, de jelentős hibákkal terhelt RQD-értéket (PALMSTRÖM 1995), amely a legelterjedtebb kőzettest osztályozási rendszerek egyik alapelemének tekinthető (pl.: RMR, Q). Ismeretes, hogy a tagolt kőzettest szilárdsága függ az ép kőzet anyagának tulajdonságaitól, a kőzettömbök elmozdíthatóságától, kibillenthetőségétől (azaz csúszási és elfordulási lehetőségétől, ún. szabadsági fokától), illetve a tagoltság mértékétől és annak állapotától. Az elmozdíthatóságot befolyásolja mind a kőzettömb geometriája, mind az azt határoló tagoló felületek minősége és állapota, azaz egy érdes tagoló felületekkel rendelkező kőzettest jóval nagyobb szilárdságú, mint egy mállott tagoló felületekkel határolt és töredezett kőzettest. Mindezekből kitűnik, hogy a tagoló felületek állapotának és szerkezetének (geometriájának) fontos szerepe van a kőzettestek szilárdságának meghatározásánál, és a laboratóriumi szilárdsági méréseket (kisméretű próbatesten mért értékeket), mint tervezési paramétereket, nem lehet közvetlenül felhasználni. Ezért is látszott célszerűnek egy a terepi viszonyokat jobban tükröző rendszer kidolgozása. A fenti elvekből kiindulva szerkesztette meg HOEK et al. 1995-ben a GSI meghatározására szolgáló grafikus megoldást (*1. ábra*). Az ábrán a sorokban a kőzettest tagoltsági viszonyai szerepelnek, azaz, hogy milyen gyakorisággal jelennek meg a tagoló felületek a kőzettestben, míg a tagoló felület állapotát az ábra oszlopai mutatják. A GSI értéke mindezek alapján 0 és 100 között változhat. A minimumnál, azaz 0 érték esetén kohézió nélküli — azaz szemcsés — talajt kapunk, ahol az elmélet nem használható. GSI=100 esetén nincs tagoló felület, így a kőzettest és a kőzettömb ugyanaz (tagolatlan vagy ép kőzet). Hangsúlyozni kell, hogy a GSI sohasem egy pontos értéket, hanem egy értéktartományt jelöl. Ez részben annak is köszönhető, hogy minden egyes szerkezeti kategória és tagolófelületi állapot egy-egy mezőt foglal el és nem korlátozható egy adott egyenesre (lásd. *1. ábra*).



1. ábra. A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) meghatározása és értékei (HOEK et al. 1995 nyomán)

Figure 1. *Geological Strength Index (after HOEK et al. 1995)*

2. ábra. A GSI meghatározása kiegészítve a gyenge szilárdságú kőzetekre (MARINOS & HOEK 2000 nyomán)

***Figure 2.** Modified Geological Strength Index extended for heterogeneous rock masses (after MARINOS & HOEK 2000)*

A gyakorlati élet megkívánta, hogy kis szilárdságú kőzetekre is kiterjesszék a GSI-érték alkalmazhatóságát (*2. ábra*). Az athéni metróépítés kapcsán egy heterogén, kőzettanilag és kőzetmechanikailag igen változatos kőzettesttel találkoztak az építők, az ún. „athéni flis”-sel. Az alagút állékonyságának meghatározásához a korábban a kis szilárdságú kőzetekre megalkotott osztályozás sem bizonyult megfelelőnek ezért a módszer továbbfejlesztésével a heterogén kőzettestre kifejlesztett osztályozás is elkészült (HOEK et al. 1998, MARINOS és HOEK 2000). A heterogén kőzeteket bemutató osztályozás alapjául az iszapkőtől homokkövön át a metamorfizált agyagpaláig mindenféle litológiai egységet magába foglaló „athéni flis” szolgált (*3. ábra*).

A Geológiai Szilárdsági Index alkalmazhatósága

A klasszikus kőzettest-osztályozások célja minden esetben a kőzettestben készített műtárgy (legtöbb esetben alagút) biztosításának, valamint fejtési (jövesztési) paramétereinek meghatározása. A GSI-módszer nem alkalmas közvetlenül ezen paraméterek meghatározására, e mutató csupán a kőzettestek litológiai, szerkezeti jellegének és a

3. ábra. Geológiai Szilárdsági Index (GSI) heterogén kőzettestekre (flisre) kifejlesztve (MARINOS & HOEK 2000 nyomán)

***Figure 3.** Geological Strength Index of flysch, heterogeneous rock mass model (after MARINOS & HOEK 2000)*

felület töredezettségi állapotának jellemzésére szolgál, meghatározása a természetes feltárások, útbevágások vagy alagutak kialakításakor feltáruló kőzettestek vizsgálatával lehetséges. Az így kapott számértékek a töredezettség gyakoriságával és az irányítottságukkal állnak kapcsolatban, a helyszínen ezek jól megfigyelhetők.

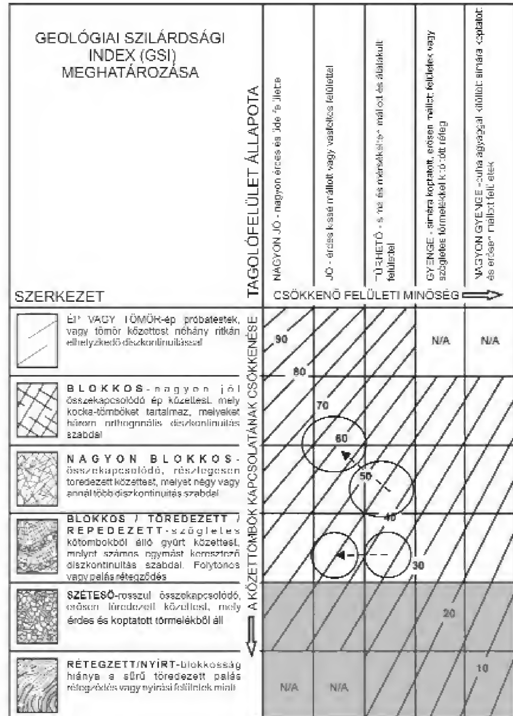
A GSI meghatározására elsősorban természetes feltárások, alagutak frontfejtési felületei alkalmasak, de fúrómagok anyagának vizsgálata alapján is lehetőség van a GSI értékének közvetett becslésére. A felszíni feltárások és kőzetkibukkanások egy tervezés kezdeti fázisában rendkívül gazdag adatforrást jelentenek, igaz az így feltárt kőzetfelületen a környezeti hatások, mint például a mállás, illetve a kőzettest alkotóiban lejátszódó egyéb folyamatok olyan elváltozásokat hozhatnak létre, melyek hatására a kőzetfelület állapotában jelentős eltérés lehet a frissen feltárt kőzetfelülethez képest. Így az értékelésnél a felszíni, esetleg már elváltozott, kőzetet mutató feltárásokból nyert adatokat extrapolálni kell a mélységbeli in situ környezetre. Azaz a felszínen, a mállott zónában kapott GSI-értékeket relatív minimumnak kell tekinteni, és ehhez képest a mélyebben fekvő kőzettesteknél nagyobb értékeket lehet figyelembe venni. Ezt az extrapolációs folyamatot mutatjuk be a *4. ábrán*. A mélyebben fekvő kőzettestek és kőzetkörnyezet állapotáról leginkább magfúrással tájékozódhatunk.

Szikla- vagy kőzetlejtők állékonysági elemzésénél is használható ez a kőzettest-vizsgálati módszer, hiszen azokat a helyeket keressük az ilyen elemzéseknél, ahol egy potenciális csúszólap létrejöhet. A GSI-értékek meghatározásakor különösen körültekintőnek kell lenni, amikor a potenciális csúszó- vagy elmozdulási felület több különböző minőségű kőzetzónát is érinthet.

A GSI osztályozási mutató azon feltételezésen alapul, hogy izotrópként viselkedő kőzettestben véletlenszerűen jelennek meg az adott irányokat mutató törések. Másképpen fogalmazva úgy is értelmezhetjük, hogy a kőzettest viselkedése független a terhelési irányoktól. Ebből következik, hogy a GSI-rendszer alkalmazása a markánsan meghatározható szerkezeti vonalakkal, törésekkel és tektonikai síkokkal jellemzett kőzettesteknél nem javasolt. Fontos megjegyezni, hogy a gyakorlati élet számára készült rendszerről van szó és nem földtani múltban létrejött tektonikai események értelmezése, vagy paleofeszültség-terek meghatározására kívánták alkalmazni a rendszer megalkotói. A tektonikai síkokat, mint tagoló felületeket értelmezi a GSI-osztályozás.

A GSI-mérőszámtartományt gondos terepi megfigyelések alapján kell és lehet meghatározni. Az alábbiakban a terepen megfigyelhető legfontosabb tényezőket részletezzük.

Anizotrópia: Az uralkodóan izotróp kőzettestekre alkalmazható paraméter. Leginkább a törések, tektonikai síkok iránya a döntő. Kritériumként szerepel, hogy a törések az adott vizsgált kőzetszakaszon ne kövessenek egy jellegzetes irányt, azaz ne legyen olyan jellegzetes orientációjuk, amely kettő vagy három tagoltság kombinációjából adódik. Ha a törésnél a kőzettest nyírószilárdsága helyett a tagoltság nyírószilárdsága hat, abban az esetben a GSI-t figyelmen



4. ábra. A GSI felszíni kibúvásokban megfigyelt értékei alapján a mélyebben fekvő üde kőzetekre visszavezetett GSI-értékek meghatározási módszere

Fehér zóna: az ebbe a zónába tartozó felszínen megfigyelt GSI-értékeket, alapos geológiai mérlegelés után, a nyilak mutatta irányba (balra és felfelé) eltolva kaphatjuk meg a mélyebben fekvő, még üde kőzettestre vonatkozó adatokat. Szürke zóna: a zóna mozgatására csak korlátozottan vagy egyáltalán nincs lehetőség a kőzettest gyenge minősége miatt (általában breccsásodott, milonitesedett vagy gyűrt zónák) (MARINOS et al. 2005 nyomán)

Figure 4. *Geological Strength Index of near surface and deep seated freshly excavated rock masses, a comparison*

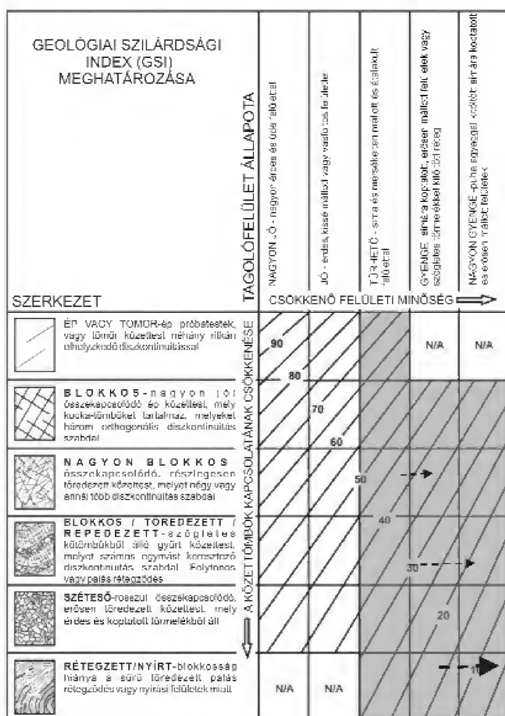
In the white area the surface readings of GSI values can be shifted – only after scrupulous geological evaluation – along the arrows (up and left) to describe the GSI values of freshly exposed or deep seated rock masses. In the grey shaded area the shifting of GSI values of surface observations and freshly exposed or deep seated rock masses are very limited or not possible, since the rock masses plotted here have very poor quality (usually brecciated, milonitic or folded zones) (after MARINOS et al. 2005)

kívül kell hagyni. A GSI-érték számításánál viszont figyelmen kívül hagyható a jól definiált fő diszkontinuitás.

Tagoltságok megjelenése, kitöltöttsége: Egy kőzettest szilárdsági és alakváltozási tulajdonságai az ép kőzet egyes darabjainak egymással érintkező felületének típusától és annak jellegétől függ. A kőzettest tulajdonságokat jelentősen befolyásolják azok a tagoló felületek, amelyek az egyes kőzettömböket szétválasztják. A GSI-táblázat gyenge és nagyon gyenge kategóriával jelzett oszlopa alapján határozhatjuk meg a kitöltő anyaggal jellemzett tagoló felületekkel átjárt kőzettesteket. Amennyiben a tagoló felületekben gyakori a kitöltő anyag és a kitöltés vastag (néhány cm-t meghaladó vastagságú), vagy a tagoló felületként értelmezhető nyírási zóna agyagos repedéskitöltést tartalmaz, akkor a heterogén kőzettestekre vonatkozó GSI-ábrát ajánlott alkalmazni (pl. *3. ábra*).

Víz jelenléte: A GSI direkt módon nem veszi figyelembe a víz jelenlétét, azt a modellezésnél, mint bemenő adatot kezeli. Ugyanakkor meghatározásánál mindenképpen figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a víz hatására a kőzettest nyírószilárdsága jelentősen lecsökkenhet. A nedvesség megjelenhet a tagoló felületekben a töredezett zónákban és a repedéskitöltő anyagokban is. Leginkább az erősen töredezett, gyenge és nagyon gyenge kőzettestre igaz az a megállapítás, hogy nedvesség jelenlétében a GSI-érték jelentősen csökken, azaz balról jobbra tolódik el, ahogy azt az *5. ábra* is mutatja.

Mállás: A mállott kőzeteknél a víz hatásához hasonló jelenséget figyelhetünk meg, azaz ugyanazon kőzet üde és mállott változatára vonatkozó GSI-érték eltolódást mutat, a mállott kőzettestek a jobb oldali mezőkben helyezkednek el (*5. ábra*). Mállás során az eredetileg még ép kőzetalkotókat is érheti elváltozás (pl. gránit földpátkristályait), amit a mechanikai modellalkotásnál veszünk figyelembe. Azon mállásos folyamatoknál, ahol a mállás már a kőzettest szerkezeti elemeit is elérte és mélyebb mállott zónát eredményezett, az adott kőzet már olyan képződménynek tekintendő, ahol a GSI-rendszer nem alkalmazható.



5. ábra. A GSI értékének csökkenése tűrhető és nagyon gyenge kategóriájú tagoló felületek estén víz és mállás hatására

Abban az esetben, ha tagolófelület nedves állapotú, a terepen megállapított GSI-értékeket (zónát) jobboldali irányban szükséges elmozdítani (nyilak), mivel a víz hatására a tagolófelületek mechanikai tulajdonságai lecsökkennek. Minél gyengébb minőségű a kőzettest az elmozdítás mértéke annál nagyobb kell, hogy legyen (MARINOS et al. 2005 nyomán)

***Figure 5.** Decrease of GSI values at poor and very poor quality discontinuity system intersected rock masses by weathering and by water*

When the discontinuities are moist or filled with water it is necessary to shift observed GSI values to the left (arrows), since water decreases the friction of discontinuity system and reduces the strength of the rock mass. The poorer the quality of the rock masses the longer the shift in values is necessary to apply (after MARINOS et al. 2005)

Heterogén és litológiailag változatos üledékes kőzetek: Napjainkban a GSI-rendszer a keményebb kőzetek közé (pl. homokkő, mészkő vagy kvarcit) beágyazódott, gyengébb minőségű kőzetek (pl. aleurolit, agyagpala vagy fillit) gyenge minőségű elnyíródott kőzettestjeire is alkalmazható. Flis osztályozásához kapcsolódó GSI-értékeket MARINOS & HOEK (2001) cikke részletezi, míg a litológiailag változatos, de tektonikailag zavartalan kőzettestek közül a molasz GSI-besorolását HOEK et al. 2005 munkájában tanulmányozhatjuk.

Kis szilárdságú kőzetek: A kevésbé tektonizált kőzetkörnyezetben megjelenő kis szilárdságú kőzetek közé sorolhatjuk a márgát, az agyagos kőzeteket, az aleurolitot, valamint a gyenge minőségű homokköveket. Ezek, ha nyugodt településűek, akkor kevés diszkontinuitással jellemezhető egyszerű tagoltsági rendszerű kőzeteknek tekinthetők. Amennyiben jól rétegzettek és ezért réteglapokkal tagoltak, ezek a réteglapok jól definiálható diszkontinuitási felületként nem értelmezhetőek. Osztályozásuknál a „blokkos” és a „masszív” kőzettestekre jellemző GSI-értékkel számolunk. A diszkontinuitás, még ha csak korlátozott mértékben van is jelen, akkor sem lehet a nagyon gyenge (általában gyenge vagy nagyon gyenge) besorolásnál jobb, így a GSI 40–60 közötti értéket vehet fel (MARINOS et al. 2005).

Geológiai Szilárdsági Index hazai alkalmazhatósága

A Geológiai Szilárdsági Index módszerét számos hazai kőzetfeltárásra lehet alkalmazni. Az alkalmazhatóságot csak az korlátozza, hogy viszonylag kis mértékű a feltártság és szikla környezetbe kevés bevágás vagy alagút épül hazánkban. Mindazonáltal a hazai alkalmazhatóságot egy elterjedt, de viszonylag heterogén kőzetelőforduláson a Budai Márga Formációba tartozó kőzetek alapján mutatjuk be. Erre lehetőséget biztosít, hogy Budapesten, a budai oldalon számos esetben találkoznak a mélyépítési munkálatoknál Budai Márgával (pl.: Gellért-hegy É-i oldala, Várhegy, Rózsadomb) és az utóbbi években sok, de általában csak ideiglenes feltárás készült ebben a kőzetben. Talajmechanikai módszerekkel csak a Budai Márga erősen mállott, teljesen agyagosodott zónáinak mechanikai paramétereit lehet meghatározni, az általában heterogén Budai Márga kőzettest a tradicionális kőzetmechanikai rendszerekkel is csak nehezen írható le (GÖRÖG 2007a). Vizsgálataink azt mutatják, hogy a heterogén Budai Márga kőzettestek jól leírhatók a GSI-módszer alkalmazásával, ugyanis a változatos (általában mészmárga és agyagmárga váltakozásából álló) kőzettestre a heterogén felépítést is figyelembe vevő rendszer használata előnyös.

A GSI-érték önmagában ugyan nem jellemzi a kőzettest szilárdságát, azonban fontos bemenő adata a Hoek–Brown-féle törési határállapotnak, amivel már meghatározhatóak a kőzettest mechanikai paraméterei. Tapasz-

talataink szerint a Budai Márga üde állapotban általában kedvezően viselkedik és a hagyományos módszerekkel is könnyen leírható. Sok esetben nem ilyen egyszerű a helyzet, ugyanis előfordul, hogy a márga kőzettestbe változó vastagságban és sűrűséggel agyagrétegek települnek, és a márga tagoltsági repedésein keresztülszivárgó vízzel is számolni kell. Ilyen esetben a kőzettest értékelése összetettebb problémát jelent, és a hagyományos módszerekkel nehezen számszerűsíthető. A GSI-érték segítségével eddig az általunk vizsgált minden típusú Budai Márga kőzettest jól jellemezhető volt, és az összetettebb problémák is kezelhetőek voltak. Meghatározásakor figyelembe kell venni a tagoltságok sűrűségét, a felületek állapotát, a tagoltságok tágasságát és kitöltöttségét. Mindemellett a fentebb említett, közbetelepült, vékony agyagrétegek, illetve a víz hatása is jellemezhető a GSI segítségével.

A Budai Márga Formáció általában heterogén kőzettestnek számít, ugyanis a formáció kőzetei között megtalálhatók a közepesen szilárd mészmárgától (*6. ábra, a*) az erősen mállott, sokszor laminált nagyon gyenge kőzetfizikai tulajdonságokkal bíró agyagmárgáig (*6. ábra, b*) többféle állapotú és szilárdságú kőzetek. Ezért nehéz általános javaslatot adni a GSI-érték meghatározására Budai Márga kőzetkörnyezetben (GÖRÖG 2007b).

A GSI-táblázat oszlopai a tagoló felületek állapotának jellemzésére szolgálnak a nagyon jótól a nagyon gyenge állapotúig (utóbbi már puha agyaggal is kitöltött). A Budai Márga a legtöbb esetben kissé laminált szerkezetű és agyagtartalma is jelentős, így a tagoltsági felületi tulajdonságok alapján nem kerülhet a legjobb osztályba. Törési felülete a legritkább esetben jellemezhető nagyon érdes felületként. A GSI-táblázat sorai a kőzettest szerkezetének jellemzésére szolgálnak az ép, tömörtől a vékonyan rétegzett, nyírt szerkezetig. Eddigi feltárásaink és tapasztalataink alapján minden típusú szerkezet megjelenhet a Budai Márga kőzettest esetében. A tagoltsági formák közül blokkos és széteső szerkezetű típusok is előfordulnak (*6. ábra*). Fúrásokból azonban teljesen tömör folytonos magdarabok is ismertek, amelyben akár 1 m hosszúságú, ép, tagoltságmentes szakaszok is azonosíthatók (*7. ábra*). Felszíni feltárásokban a Budai-hegységben a márga általában erősen töredezett, sokszor jól rétegzett (*8. ábra*).

A többi kőzethez hasonlóan a márgánál is a víz hatását a tagoltsági felületek rosszabb osztályba sorolásával vesszük figyelembe, amit az ábrán a besoroláskor, a jobbra való eltolással jelezhetünk, ugyanis víz hatására a tagoltsági felületek állapota romlik, így a GSI-érték is csökken (lásd. *5. ábra*). Jó állapotú tömör vagy blokkos kőzettestek esetén a víz hatása a tagoltságok állapotára jóformán elhanya-



6. ábra. Eltérő tagoltságú és megjelenésű Budai Márga fúrásmintái a budai Várhegyről; a: blokkos, b: széteső tagoltságú

Figure 6. *Different discontinuity systems of Buda Marl: a) blocky and b) disintegrated (cores are from the Castle Hill of Budapest)*



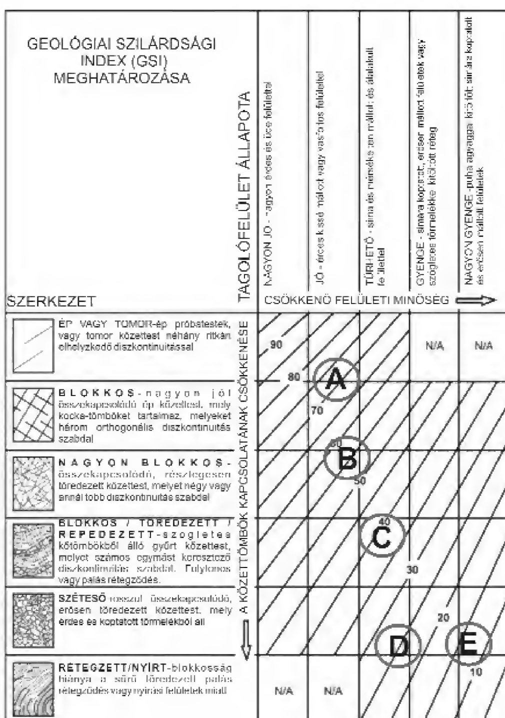
7. ábra. Ép, szinte tagoltságmentes mészmárga (Budai Márga Formáció) a Gellért hegy É-i lábánál lemélyített fúrásban

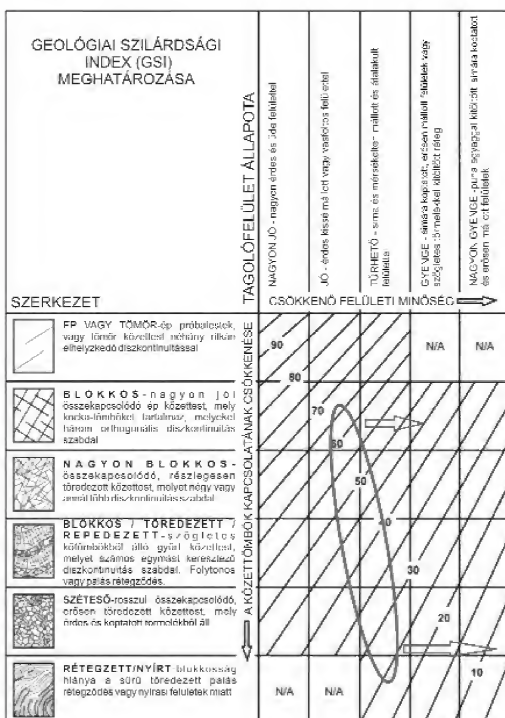
Figure 7. *Intact calcareous marl with a few widely spaced discontinuities (Buda Marl from a core drilled at Gellért Hill, Budapest)*



8. ábra. Erősen töredezett szerkezetű, rétegzett márga nyílt feltárásban (alapozási gödör) a Hegyalja úton

Figure 8. *Strongly disintegrated and bedded marl in an excavation pit (at Hegyalja street, Gellért Hill, Budapest)*





9. ábra. A példaként bemutatott (6–8. ábra), eltérő megjelenésű Budai Márga kőzettestek elhelyezkedése a GSI-táblázatban

Figure 9. *Various quality of Buda Marl rock masses in the GSI chart (see examples on Figures 6–8)*

golható. Nagyon blokkos és töredezett kőzettestek esetén ez a hatás szintén nem túl jelentős, azonban márga esetén különösen, ha agyagtartalma magasabb, a víz figyelembe vételére mégis javasoljuk az egy oszloppal való eltolást. Széteső vagy laminált kőzettest esetén a törési felületek általában mállottak, agyagosabb jellegűek, ezért víz hatására ezek állapota sokkal kedvezőtlenebbé válik. A víz hatását ez esetben két oszloppal való eltolással vehetjük figyelembe.

A Budai Márga esetében nagyon gyakoriak a vékony agyagréteg-betelepülések, ami szintén nagymértékben rontja a kőzettest állapotát és a GSI értékét. A GSI-érték meghatározásánál ezt szintén jobbra eltolással vehetjük figyelembe, ritka betelepülések esetén (kb. 10 m-enként) egy kategóriával célszerű a felületi tulajdonságokat rosszabbra venni. Sűrű betelepülések esetén (kb. 5 m-enként) a felületi tulajdonságokat, tapasztalataink alapján, nagyon gyenge, legjobb esetben gyenge állapotúnak célszerű venni.

Példaként a fentebb jellemzett általunk korábban vizsgált kőzettest osztályba sorolását ismertetjük. A *7. ábrán* az általában tömör néhány részen inkább blokkos szerkezetű Budai Márga mészmárga anyagú változatát mutatjuk be, melynek a tagoltsági felületei általában érdesek néhány helyen simák. Ezek alapján a GSI-értéke 65–5 között lehet (*9. ábra* A zóna). A *6. ábra a* részén bemutatott kőzettest szerkezete blokkos vagy nagyon blokkos lehet, tagoltsági felületei viszont jó állapotúak így a GSI értéke 50–60 között mozog (*9. ábra* B zóna). A *8. ábrán* felszíni feltárásban látható a töredezett szerkezetű mészmárga, melynek a tagoltsági felületei általában tűrhetőnek nevezhető, sok helyen található limonitos kiválás, illetve néhol mállott felület is előfordul, amely inkább a gyenge kategóriába sorolható. Így a GSI értéke 35–40 között változik (*9. ábra* C. zóna). A *6. ábra b* részén bemutatott kőzettest szerkezete szétesőként jellemezhető, tagoltsági felületei általában a tűrhető, de néhány helyen a gyenge kategóriába sorolhatóak, így a GSI értéke 20–30 között lenne (*9. ábra* D zóna). Figyelembe véve az agyagos jelleget és betelepülést a táblázatban jobbra csúszik a kőzettest értékelése és ez esetben inkább a nagyon gyenge kategória alkalmazása javasolt, így a kőzettest tényleges GSI-értéke 10–15 között van (*9. ábra* E zóna) (GÖRÖG 2007a).

A fenti példákkal a legjellemzőbb Budai Márga kőzettestekre vonatkozó GSI-érték meghatározását kívántuk szemléltetni. Ezeket felhasználva, a *9. ábrán* lefedett területek összegzésével és a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék korábbi vizsgálatait valamint GÖRÖG (2007a) megállapításait is figyelembe véve, egy a Budai Márgára jellemző

10. ábra. A Budai Márga elhelyezkedése a GSI-táblázatban, a víz és a betelepült agyagrétegek hatását a nyilakkal jelzett mértékű eltolással vehetjük figyelembe a kőzettestek értékelésénél (bővebb magyarázatot l. a szövegben)

Figure 10. *Decrease of GSI values of Buda Marl when clayey beds are intercalated or discontinuity systems are filled with water. The arrows mark the direction of shift in GSI values (the length of the arrows are proportional with the rate of shifting)*

zóna körülhatárolható és a GSI- rendszerbe beilleszthető (*10. ábra*). A zóna elhelyezkedése alapján megfigyelhető, hogy minél töredezettebb egy kőzettest általában a tagoltsági felületeinek állapota annál kedvezőtlenebb ezért a Budai Márga esetében ez a zóna ferde elhelyezkedésű. Vízzel telített Budai Márga kőzettest esetén a GSI-rendszerben ábrázolt zóna jobbra tolódik, és még jobban elferdül, amit a *10. ábrán* a nyilakkal szemléltetünk, ugyanis a szerkezetileg egységesebb márgára kevésbé van hatással a víz, mint a töredezett, széteső szerkezetűre. A vékony agyagréteg-betelepüléseknek hasonló hatást lehet tulajdonítani. Azaz a *10. ábrán* a vízéhez hasonlóan szemléltethető az eltolódás (GSI-érték csökkenés), és hasonló elferdülést okoz. Ez azzal magyarázható, hogy a kedvező szerkezetű márgában ritkábbak az agyagos betelepülések, mint a töredezett és széteső szerkezetűnél.

Következtetések

1. A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) egy terepi megfigyeléseken alapuló olyan új kőzettest osztályozási módszer, amely alkalmazható heterogén kőzettestek állékonyság vizsgálatára is.

2. A GSI-értéket sohasem lehet egy adott konkrét számként értelmezni, hanem mindig tartományként lehet csak meghatározni.

3. A tagoltsági viszonyok és a tagoló felületek állapotának mérlegelése döntően befolyásolja a GSI-értékeket, csakúgy mint a víz vagy az agyagos kitöltő felületek megjelenése. Ki kell emelni, hogy a víz hatása nem egyformán jelentkezik különböző kőzettesteknél, sőt bizonyos esetekben el is hanyagolható.

4. A Budai Márgába tartozó kőzetfajták mérnökgeológiai szempontból heterogénnek tekinthetők, mind a tagoltságuk, mind a tagoló felületek jellemzői alapján.

5. A Budai Márga Formációba tartozó kőzettestek osztályozása a GSI-módszer alapján lehetséges, elsősorban a heterogén kőzetekre kifejlesztett és a hazai geológiai viszonyokra adaptált grafikonok segítségével.

Köszönetnyilvánítás

Hálásak vagyunk lektorainak Dr. GÁLOS Miklósnak és Dr. GRESCHIK Gyulának, akik kritikai észrevételeikkel nagyban hozzájárultak a cikk formai és tartalmi megújításához. Köszönettel tartozunk Dr. KLEB Bélának és Dr. PAÁL Tamásnak is hasznos tanácsaikért. A márga laborvizsgálataiban és a terepi munkákban EMSZT Gyula és ÁRPÁS Endre László segített. VÁSÁRHELYI Balázs köszönetet mond az OTKA (D048845 és K60768) valamint a Bolyai ösztöndíjnak a kutatás finanszírozásáért.

Irodalom — References

BIENIAWSKI, 1973: Engineering classification of jointed rock masses. — *Transactions South Africa Institution Civil Engineering* **15,** 335–344.
BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. 1974: Engineering classification of of rock masses for the design of tunnel support. — *Rock Mechanic Rock. Engineerig* **7,** 183–236.
DEÁK F., MOLNOS I., KOVÁCS L. & VÁSÁRHELYI B. 2006: Bátaapáti radioaktív hulladéktároló építése — Geotechnikai vágatdokumentálás. — *Mélyépítés* **4/17,**7–13
GÁLOS M. & VÁSÁRHELYI B. 2006: *Kőzettestek osztályozása a mérnöki gyakorlatban.* — Műegyetemi Kiadó, Budapest, 144 p.
GÖRÖG P. 2007a: Characterization and the mechanical properties of the eocene buda marl. — *Central European Geology* **50/3,** 241–258.
GÖRÖG P. 2007b: A geológiai szilárdsági index alkalmazása budai márga kőzetkörnyezetre. — In: TÖRÖK Á. & VÁSÁRHELYI B. (szerk.) *Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 2007.* Műegyetemi Kiadó, Budapest, 25–40.
HOEK, E. 1994: Strength of rock and rock masses. — *SRM News Journal,* **2 /2,** 4–16.
HOEK, E. 2000: Practical rock engineering. — *www.rocscience.com*
HOEK, E., KAISER, P. K. & BAWDEN, W. F. 1995: *Support underground excavations in hard rock.* — Balkema, Rotterdam, 215 p.
HOEK, E. MARINOS, P. & BENISSI, M. 1998: Applicability of the geological strength index (GSI) classification for weak and sheard rock masses — the case of the Athens schist formation. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **57/2,** 151–160.
HOEK, E. MARINOS, P. & MARINOS, V. 2005: Characterization and engineering properties of tectonically undisturbed but lithologically varied sedimentay rock masses. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **42/2,** 277–285
MARINOS, V., MARINOS, P. & HOEK, E. 2005: The geological strength index: applications and limitations. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **64,** 55–65.
MARINOS, P. HOEK, E. 2000. GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. — In: *Proceeding GeoEng2000,* Melbourne, Technomic Publ. Lancester, 1422–1446.
MARINOS, P. HOEK, E. 2001: Estimating the geotechnical properties of heterogenous rock masses such as flysch. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **60,** 82–92.
PALMSTRÖM, A. 1995: *RMi — a rock mass characterization system for rock engineering purposes.* — Univ. Oslo, Norway, p. 400 (www.rockmass.net).
VÁSÁRHELYI B. 2001: Új eredmények a kőzet- és talajmechanikában: a Hoek-Brown törési határállapot és a Geológiai Szilárdsági Index (GSI) bemutatása. — *Közúti és Mélyépítési Szemle* **51/11,** 424–431.
VÁSÁRHELYI B. 2003: A módosított Hoek-Brown törési kritérium, *BKL — Bányászat.* **136/5,** 276–283.
VÁSÁRHELYI B. 2004: Kőzettest-osztályozási módszerek összefoglalása. — *Földtani Közlöny* **134/1,** 109–129.

Kézirat beérkezett: 2007. 07. 12.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/1, 97–99., Budapest, 2010

In memoriam

Dr. ORAVECZ János
(1935–2009)



2009. szeptember 27-én elhunyt ORAVECZ János geológus. 1955 óta, 54 éven át volt a Magyarhoni Földtani Társulat meghatározó tagja, hosszú éveken át válaszmányi tagja.

ORAVECZ János 1935-ben Kispesten született. Általános és középiskoláit Pestszentlőrincen végezte és itt is érettségizett. Városi gyerek volt, de vonzódott a természethez, a vidékhez, a földekhez, erdőkhöz. Ez a vonzalom vezethette arra, hogy 1953-ban Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakára jelentkezzen. A Földtani Tanszék élén ez időben a nagy tekintélyű VADÁSZ Elemér professzor állt, aki fantáziát látott a terepen is jól mozgó érdeklődő fiatalemberben és végzése után gyakornokként, majd tudományos munkatársként alkalmazta az általa létrehozott Akadémiai Geológiai Kutatócsoportnál, majd néhány évvel később a Földtani Tanszéken. Itt azután belekóstolhatott a tudományos kutatásba és az oktatói munkába egyaránt. Az 1950-es évek végén, majd az 1960-as években pezsgő tudományos élet folyt a tanszéken. A fő cél Magyarország geológiájának a kor színvonalán álló, minél teljesebb megismerése és ezáltal az oktatás ismeretanyagának fejlesztése volt. A VADÁSZ professzor által irányított oktató- és kutatócsapat tagja lett az aktív és rendkívül széles érdeklődésű ORAVECZ János és különböző kutatási területeken hamar figyelemre méltó eredményeket ért el.

A szakemberek közül is kevesen tudják, hogy egyik első munkájával 1959-ben ő indította el a hazai finomrétegtani célú nannoplankton vizsgálatokat. Erről rövid közleményben számolt be a Földtani Közlöny hasábjain. Az 1960-as évek elején metamorf palák vizsgálata során is kiemelkedő felfedezést tett, amikor mikropaleontológiai módszerekkel bizonyította szilur korukat. E tárgyú kutatásának eredményei 1964-ben és 1965-ben jelentek meg, ugyancsak a Földtani Közlönyben.

Fő figyelme azonban már ekkor a triász kőzetek kutatása felé fordult. A Bakony, a Vértes, a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység triász képződményeit tárgyaló dolgozatai 1961-ben jelentek meg. 1963-ban doktorált és ez évben adta közre a dunántúli-középhegységi triász fácieskapcsolatokról írt korszakos jelentőségű dolgozatát, amely a karszthidrológiai kutatások alapját képezte és képezi még ma is, amely széleskörű felhasználást nyert a kőszén- és a bauxitkutatásban. A bauxit feküképződmények bauxitprognosztikai minősítésével kapcsolatos társszerzőkkel írt munkái 1966 és 1970-ben jelentek meg.

Alapos vizsgálatokkal derítette ki a Cáki Konglomerátum képződési körülményeit, 1979-ben megjelent tanulmányában a kavicsok ősmaradványai alapján megállapította a kőzet perm utáni lerakódását és a kőzetek mezozoos metamorfózisára következtetett.

Az 1970-es években a légi- és az űrfelvételek geológiai értelmezésének területén végzett úttörő munkát. Néhány esetben alkalma nyílott repülőgépről megfigyeléseket végezni, felvételeket készíteni. Erre mindig nagy örömmel vállalkozott, élvezte a repülést, a légi megfigyelést, a terepbejárásokkal végzett megfigyelések összekapcsolásának lehetőségét. 1978-ban Észak-Magyarországról, majd 1981-ben a Magyar-középhegység egészéről közölt űrfelvételeken alapuló fotótektonikai térképeket és értékelő tanulmányt.

Egész szakmai tevékenységét végigkísérte a geológiai ismeretek alkalmazásának szándéka és tudását szívesen vették igénybe a felhasználók az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszttől a Bauxitkutató Vállalatig, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézettől az Országos Érc- és Ásványbánya Vállalatig. Az Eocén Program több száz kutatófúrásának fel-

dolgozásában értékelésében működött közre. A Magyar Állami Földtani Intézet alapszelvény-programjában is lelkesen dolgozott. Sok középhegységi felszíni szelvény feldolgozása az ő nevéhez kötődik és olyan alapfúrások kitűzése és feldolgozása is, amelyek máig meghatározó jelentőségűek. A geológiai látni- és tudnivalók nagyközönségnek való bemutatása is szívügye volt. Országszerte számos geológiai bemutatóhely magyarázó tábláinak szakmai anyagát ő állította össze. Nyugállományba vonulását követően örömmel vett részt a műemlékek kőzetanyagának eredetvizsgálatában, amely tág teret kínált anyagismeretének, lelőhelyismeretének alkalmazására.

1964-től vett részt a geológusok képzésében, 1966-tól adjunktusként egészen 1995-ben történt nyugdíjazásáig. Közreműködött Magyarország földtanának előadásában, gyakorlatok vezetésében, oktatta a földtani térképezést, speciális kollégiumot tartott a fotótektonikai értékelés módszereiről, hosszú időn át vezette a hallgatók nyári térképezési gyakorlatát.

A terepi oktatás híve volt. Gyakorta emlegette: „a kőzetet meg kell nézni, meg kell kalapálni!". Gondos megfigyelés és dokumentálás után jöhet a következtetés. Ez volt oktatásának lényege. ORAVECZ tanár úr nem sokat nógatta a hallgatót, de aki érdeklődött tanulhatott, mindent megmutatott, amit ismert és nagyon sok mindent ismert. Így volt ez az egyetemi években és jóval később is.

ORAVECZ János eltávozott közülünk, csendben, szerényen ment el, ahogy élt, dolgozott. A geológusok közössége ismét szegényebb lett egy olyan egyéniséggel, aki hiányozni fog, akiről történeteink vannak, akit sokáig emlegetni fogunk összejöveteleinken, amelyeken ő már nem lehet ott. Emlékét megőrizzük, munkáját igyekszünk folytatni, úgy, hogy emlékéhez ne legyünk méltatlanok.

HAAS János

Nyomtatásban megjelent szakirodalmi munkássága

ORAVECZ J. 1959: Hazai Coccolithophorida vizsgálatokról. — *Földtani Közlöny* **89,** 228–430.

ORAVECZ J. 1961: A Gerecse és Buda–Pilisi-hegység közötti rögterület triász képződményei. — *Földtani Közlöny* **91,** 173–185.

NEUBRANDT-VÉGH, E. & ORAVECZ, J. 1960: Obertriassische Sedimentbildung in Raum des Gerecse- und Vértes-gebirges. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **3,** 184–193.

ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. — *Földtani Közlöny* **91**, 162–172.

VÉGHNÉ NEUBRANDT E. & ORAVECZ J. 1961: A Gerecse- és a Vértes-hegységi felső-triász dolomit- és mészkőösszlet. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49,** 291–294.

ORAVECZ, J. 1962: Formations triasiques de la région de blocs située entre les montagnes de Gerecse et de Buda-Pilis. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **5,** 103–115.

ORAVECZ, J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT, E. 1962: Connexions stratigraphiques et structurales entre le Trias de la Montagne Vértes et celui de la Montagne Bakony. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **5,** 117–126.

ORAVECZ J. 1962: Új részletek a hazai triászból. — *Földtani Közlöny* **92,** 324–329.

ORAVECZ J 1963: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — *Földtani Közlöny* **93,** 63–73.

ORAVECZ, J. 1963: Stratigraphische und Faziesproblem der obertriasischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **6,** 99–108.

ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — *Földtani Közlöny* **94,** 3–9.

ORAVECZ J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — *Földtani Közlöny* **95,** 401–405.

ORAVECZ J. & PUSKÁS J. 1966: Középhegységi bauxitfekvő vizsgálatok. — *Földtani Közlöny* **96,** 61–65

SZÁDECZKY-KARDOSS, E., BUBICS, I., JUHÁSZ, Á., ORAVECZ, J., PANTÓ, G., SZEPESHÁZY, K. 1967: Metamorphose ungarn. — *Acta Geologica Hungarica* **11,** 49–58

FÜLÖP, J. (in co-operation with BARNABÁS, K., BÖJTÖSNÉ VARRÓK, K., CSEH-NÉMETH, J. GÉCZY, B., GIDAI, L., HÓDI, M., GÓCZÁN, F., JÁMBOR, Á., JUGOVICS, L., KNAUER, J., KÓKAY, J., KONDA, J., KOPEK, Gy., MAJOROS, Gy., MOLDVAY, L., ORAVECZ, J., SZABÓ, I., SZABÓNÉ DRUBINA , M. & VIGH, G.) 1968: *Geology of the Transdanubian Central Mountains. — Guide to Excursion 39 C, Hungary. Int. Geol. Congress, Prague 1968.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 50 p.

ORAVECZ J. 1968: A Budai-hegység földtani felépítése. — In: ALFÖLDI L. & BÉLTEKY L. (szerk.): *Budapest hévizei.* Vituki, Budapest 11–25.

FÜLÖP J. (in co-operation with BARNABÁS, K., BÖJTÖSNÉ VARRÓK, K., CSEH-NÉMETH, J. GÉCZY, B., GIDAI, L., HÓDI, M., GÓCZÁN, F., JÁMBOR, Á., JUGOVICS, L., KNAUER, J., KÓKAY, J., KONDA, J., KOPEK, Gy., MAJOROS, Gy., MOLDVAY, L., NAGY, E., ORAVECZ, J., SZABÓNÉ DRUBINA, M. & VIGH, G.) 1969: Geology of the Transdanubian Central Mountains. — *Guide to Excursion. Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association IX. 1969. MÁFI, Budapest,* 47 p.

FÜLÖP J. (szerk.) BARNABÁS K., BÁRDOS M., BÁRDOSSY Gy., ERDÉLYI T., FÜLÖP J., FARKAS P., KÁROLY Gy., ORAVECZ J., SZANTNER F., VIZY B. & ZENKOVITS F. 969: Bauxitföldtani kirándulás a Dunántúli Középhegységben. — *Bauxitföldtani Konferencia. MÁFI, Budapest,* 60 p.

KÁROLY, Gy., ORAVECZ, J., KOPEK, G. & DUDICH, E. 1970: Stratigraphic horizons of the footwall formations of bauxite deposits in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **54,** 95–107.

Oravecz J. 1978: Észak-Magyarország fototektonikai vázlata. — *Általános Földtani Szemle* **11,** 35–46.
Oravecz J. 1978: Paléozoïque. — *Lexique Stratigraphique International. Vol. 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. 2. Éd. CNRS.* Paris, 9–13.
Oravecz, J. 1978: Bestimmung des Materials. — In: Török, Gy.: Abschied Christi von seiner Mutter — ein relief aus Neutra. — *Acta Historiae Academiae Scientiarum Hungaricae* **24,** 1–4. 230.
Oravecz J. 1978: Északmagyarország fototektonikai vázlata. — *Általános Földtani Szemle* **(1972)** 125–132.
Oravecz J. 1979: A cáki konglomerátum földtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **109,** 14–45.
Oravecz J. 1980: A földtörténeti ókor alsó fele Magyarországon. — *TIT Földtudományi választmánya és TIT Természettudományi Stúdió.* Budapest, 21–37.
Oravecz J. 1980: A tenger térhódítása a középkor elején Magyarországon. — *TIT Földtudományi választmánya és TIT Természettudományi Stúdió.* Budapest, 62–79.
Oravecz J. 1981: A Magyar-középhegység fototektonikai vázlata. — *Földtani Közlöny* **111,** 197–204
Oravecz, J. 1983: Excursion A. — *28th International Geophysical Symposium, Balatonszemes, 28 September – 1 October 1983.*
Balogh, K., Dobosi, K. Góczán, F., Haas, J., Oravecz, J., Oravecz-Scheffer, A., Szabó, I. & Végh-Neubrandt, E. 1983: Report on the activities of the Triassic Working-Group in Hungary. — *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 5, International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4. Triassic of the Tethys Realm.* 17–36.
Haas, J., J. Edelényi, E. (eds) Haas, J., J. Edelényi, E., Gidai, L., Kaiser, M., Kretzoi, M. & Oravecz, J. 1985: Geology of the Sümeg Area. — *Geologica Hungarica series Geologica* **20,** Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 365 p.
Oravecz J. 1986: Balaton-felvidék, Csopak, Nosztori-völgy — Nosztori Valley, Csopak, Balaton Highland. — *Magyarország geológiai alapszelvényei.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p. (in Hungarian and English)
Oravecz J. 1987 Fekete-hegy, Pilisszentlélek. — *Magyarország geológiai alapszelvényei.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5 p.
Haas J., Tóthné Makk Á., Góczán F., Oraveczné Scheffer A., Oravecz J. & Szabó I. 1988: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **65,** 356 p.
Korpás L., Fodor L., Magyari Á., Dénes Gy. & Oravecz J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* 1998–1999/I–II, 57–93.
Oravecz J. & Tardy J. 2000: Világörökség „alul- és oldalnézetből" — ahonnan kevéssé ismerjük. — *Földgömb* **24,** 5, 48–61.
Oravecz J., Halupka G. & Elód R. 2004: Kőpark Tanösvény. — *Tanösvények Budapest körül 5.* A Duna-Ipoly Nemzeti Park kiadványa, 12 p.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/1, 101–102., Budapest, 2010

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események

Dr. URBANCSEK János sírkőavatása

A 2006-ban 87 éves korában elhunyt URBANCSEK János 90. születésnapján, 2009. október 23-án a családon kívül a kollégák, a barátok és a tisztelők a Fiumei úti Nemzeti Sírkert 42-2 parcellájánál, az emlékére és tiszteletére felállított sírkő avatására gyűltek össze. Az elhangzott megemlékezések a hidrogeológust, a tanárt és a kutatót főként emberi oldaláról mutatták be A két bazaltoszlopból álló síremlék és a sírt négy oldalról szegélyező édesvízi mészkő méltó módon fejezi ki a kutató szoros kapcsolatát a hazai földtani képződményekkel.

DOBOS Irma

Személyi hírek

Habilitáció

BADA Gábor (ELTE TTK) 2009. november 25.

A habilitációs előadás címe: Kompressziós tektonikai stílus.

A tudományos előadás címe: A Pannon-medence fiatal tektonikája komplex adatrendszerek együttes értékelése alapján.

PhD védések

HIDAS Károly (ELTE) 2009. december: Deformation and metasomatism in the subcontinental lithospheric mantle of the Carpathian–Pannonian region (Hungary) and Jeju island (South Korea).

Témavezető: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens.

Bírálók: Prof. Hilary DOWNES és DOBOSI Gábor, DSc.

RAUCSIKNÉ VARGA Andrea (ELTE) 2009. december: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei.

Témavezető: SZAKMÁNY György, PhD, egyetemi docens.

Bírálók: JÁMBOR Áron, CSc és SZABÓ Csaba, PhD.

KELE Sándor (ELTE) 2009. december: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: Paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések.

Témavezető: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens.

DÉGI Júlia (ELTE) 2010. január: Detailed study of mafic lower crustal xenoliths from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field — Relationships between metamorphic processes in the lower crust and the formation of the Pannonian Basin.

Témavezetők: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens és TÖRÖK Kálmán, PhD.

Bírálók: Prof. Friedrich KOLLER és M. TÓTH Tivadar, CSc.

KISS Adrienn (ELTE) 2010. február: Az Északi-Bakony szerkezetalakulása.

Témavezető: FODOR László, PhD.

Bírálók: BUDAI Tamás, PhD és MAGYARI Árpád, PhD.

Kitüntetés

A Föld Bolygó Nemzetközi Éve Magyar Nemzeti Bizottság kitüntető elismerésben részesült a 2009. november 20–22 között Lisszabonban megrendezett, a Föld Bolygó Nemzetközi Éve záró rendezvényén (Planet Earth Lisbon Event 2009). A Camões Színházban megrendezett díjátadáson a Magyar Nemzeti Bizottság, 16 más ország nemzeti bizottságával együtt, a Föld Éve népszerűsítése terén elért eredményéért részesült az elismerésben. A díj, portugál művészek által, hagyományos, kézi eljárással csempékre festett, hatalmas világtérkép-mozaik, egy bekeretezett darabja. A díjat a Magyar Nemzeti Bizottság elnöke BREZSNYÁNSZKY Károly vette át, melyet később a Nemzeti Bizottságot létrehozó Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztályán helyezett letétbe.

Gyászhírek

Szomorú szívvel tudatjuk, hogy *Dr. VÉGH Sándor* geológus, a Magyar Állami Földtani Intézet ny. főmunkatársa 2009. december 18-án, életének 80. évében, súlyos betegségben elhunyt.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

Magyarország földtani atlasza országjáróknak

„A Föld Éve (Földtudományok az emberiségért)" alkalmából jelentette meg a Magyar Állami Földtani Intézet a Magyarország 1:200 000 földtani atlaszát, mely három részből áll:

— az első részben megismerhetjük a kötet céljait, a hozzátartozó információkat és rövid összefoglalót Magyarország geológiai felépítéséről,

— a második rész az ország 1:200 000-es méretarányú földtani térképét tartalmazza, amely a földtani képződményeken túlmenően azoknak a földtani objektumoknak a helyét is feltünteti, amelyekről a harmadik részben rövid leírás is található,

— a harmadik részben a 92 részletesen ismertetett földtani objektum leírásán kívül található a geológiai kislexikon amely döntően azoknak a kifejezéseknek a magyarázatát adják amelyek nem tekinthetők közismertnek, majd az ország szabadon látogatható barlangjainak, a földtani tanösvényeknek és közgyűjteményeinek, valamint a bányászati emlékhelyeinek és gyógyfürdőinek felsorolása amelyek ugyancsak kiemelkedő fontosságú földtani értéket képviselnek. A kötet az ajánlott irodalom jegyzékével zárul.

A 248 oldalas könyv szövege magyar és angol nyelvű. A szerkesztő BUDAI Tamás és GYALOG László, a technikai szerkesztő PIROS Olga és SIMONYI Dezső, a témavezető BREZSNYÁNSZKY Károly és MAROS Gyula volt, a részfeladatok szerkesztésében számtalan ismert szakember vett részt.

A könyv felelős kiadója KORDOS László. A csodálatosan szép, több mint száz szebbnél szebb színes ábrát, fényképet tartalmazó kiváló minőségű könyv az Innova-Print Kft. dolgozóit dicséri.

A könyv természetesen nemcsak „országjáróknak" ajánlott, hanem mindenkinek, akit érdekel hazánk földtani felépítése általános iskolai felső tagozatos diáktól a dédnagypapák, dédnagymamákig, de egyben kitűnő lehetőség az angol nyelv tanulására is.

A könyv elfogyott, a második kiadás előjegyezhető a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában (1143 Budapest, Stefánia út 14.), vagy megrendelhető levélben és e-mailen (library@mafi.hu). Vidékre a szállítás postai utánvétellel történik, melynek költsége a vásárlót terheli.

HORN János

Könyvajánló

A Typotex Kiadó tájékoztatása alapján, hogy az elektronikus könyvoldal (interkönyv) angol nyelvű felületén elérhető és megvásárolható a könyv, amely TÓTH professzor hazai ELTE-n folytatott hidrogeológiai tevékenységének eredményeit foglalja össze. A könyv címe:

From the artesian Paradigm to basin Hydraulics The Contribution of József Tóth to Hungarian Hydrogeology

A link:

http://www.interkonyv.hu//konyvek/en/From%20the%20artesian%20Paradigm%20to%20basin%20Hydraulics

MÁDLNÉ SZŐNYI Judit

Megjelent HARTAI Éva:

A változó Föld

című könyvének második kiadása. A könyv a társulati tagok számára 40%-os árengedménnyel, 3675 Ft-os áron megrendelhető a következő címen:

http://www.vendegvaroutikonyvek.hu/shop/ismeretterjesztes/a-valtozo-fold/1516/

Kedves Kollégák! Szeretnénk felhívni figyelmüket a közelmúltban a Taylor and Francis Kiadónál megjelent könyvünkre: M. NAGY Noémi, KÓNYA József:

Interfacial chemistry of rocks and soils

A könyvről bővebb információt az alábbi weblapon kaphatnak:

http://www.crcpress.com/product/isbn/9781420091328;jsessionid=A7V-JcxRFZzfUNuuRmA2qg**

a szerzők